

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À RIMOUSKI

EFFET DES VARIABLES ENVIRONNEMENTALES SUR LA
PROPAGATION DE L'ONDE DE CRUE

PIERRE SIMARD

DÉPARTEMENT DE BIOLOGIE, CHIMIE ET GÉOGRAPHIE

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À RIMOUSKI

MÉMOIRE PRÉSENTÉ EN VUE DE L'OBTENTION
DU DIPLOME DE MAÎTRISE DE DYNAMIQUE DE LA GÉOMORPHOLOGIE
FLUVIALE
(GÉOGRAPHIE)

MAI 2013

© Pierre Simard, 2013.

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À RIMOUSKI
Service de la bibliothèque

Avertissement

La diffusion de ce mémoire ou de cette thèse se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire « *Autorisation de reproduire et de diffuser un rapport, un mémoire ou une thèse* ». En signant ce formulaire, l'auteur concède à l'Université du Québec à Rimouski une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de son travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, l'auteur autorise l'Université du Québec à Rimouski à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de son travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de la part de l'auteur à ses droits moraux ni à ses droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, l'auteur conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont il possède un exemplaire.

REMERCIEMENTS

Les rivières ne deviennent jamais grosses qu'il n'y entre de l'eau. Tel ce proverbe, ma maîtrise s'est alimentée à une multitude de sources qui, toutes ensemble, m'ont permis cette réalisation. Cet accomplissement est, à mes yeux, plus qu'un tremplin vers le milieu professionnel mais, telle une rivière atteignant la mer, une ouverture sur l'horizon.

Durant la réalisation de la maîtrise, le concept que la science se bâtit sur elle-même prend tout son sens. Merci à mes prédécesseurs qui, par votre passion et le partage de vos recherches, vous avez édifié cette science sur laquelle j'y dépose une contribution. J'ai également pris conscience que derrière chaque brique de la science, se trouve de nombreux tailleurs de pierres et maçons. En effet, cette maîtrise est non seulement un travail personnel mais aussi l'aboutissement de multiples collaborations. Sans elles, la complétion aurait été presque impossible, au mieux de qualité moindre. Ces collaborations sont composées de toutes les nuances entre la discussion d'un coin de table et l'aide acharnée sous la pluie battante. En conséquence, quantifier l'influence de mon environnement social sur la réalisation du projet ne peut être accompli et, sincèrement, cela n'a pas d'importance. Ces remerciements représentent un minimum pour exprimer ma reconnaissance.

M. Thomas Buffin-Bélanger, professeur/chercheur de géographie à l'UQAR et mon directeur de recherche. Il m'a offert l'opportunité de cette aventure et a su m'accompagner dans mon cheminement en mettant sa confiance en mes capacités. La constructivité de tes interventions, la justesse de tes conseils et ta présence d'esprit, Tom, tu m'as aidé non seulement à accomplir cette tâche, mais également à grandir en tant que personne. Merci!

M. Bernard Héту, professeur/chercheur de géographie à l'UQAR m'a honoré par sa co-direction. Bernard, par ta confiance que je compléterais le projet; tes conseils, nos discussions, tes cours et jeux de mots depuis mes débuts à l'UQAR; la rationalité et pertinence de tes corrections et ta réserve infinie de sourires. Merci!

Générée par l'échange avec autrui, l'*entraide* est une valeur humaine fantastique et fortement favorisée au laboratoire de recherche de géomorphologie fluviale de l'UQAR. Tous ensemble, nous cheminons vers une croissance de compétences, tant au niveau collectif, que professionnel et personnel. C'est pourquoi, non seulement je sors grandi de ces années partagées avec vous mais, par nos échanges multiples, vous m'aidez à comprendre la place de cette formation dans l'édification de notre société. À mes aides de terrain et mes collègues, merci grandement. Je nomme ici : Laure-Éloïse Bergeron, Dany Lechasseur, Maxime Boivin, Susan Taylor, Taylor Olsen, Sylvio Demers, Jérôme Dubé, Jean-Philippe Marchand, Claude-André Cloutier, Véronique Parent, Valérie Hamel, Johan Bérubé, François Truchon et Francis Gauthier. Ainsi, à travers nos collaborations et nombreuses discussions tant constructives que loufoques, ce temps passé à vos côtés a gravé en moi des moments que les plus forts torrents ne pourront éroder.

Dans une ère où la multidisciplinarité est de mise pour approfondir les connaissances et ainsi faire avancer la recherche, cette maîtrise me permet d'apposer des noms sur ce concept. Je nomme M. Christian Nozais, professeur/chercheur de biologie d'UQAR. Merci pour ta confiance et tes conseils, pour m'avoir initié à la recherche et pour avoir fait un suivi de mon cheminement à travers ce projet. Il y a aussi Mme Véronique Parent-Lacharité, sous la tutelle de M. Luc Sirois, professeur/chercheur de biologie à l'UQAR. Merci d'avoir partagé le fruit de votre travail de recherche, ce qui a contribué à l'approfondissement de mon étude.

Comme la science, le réseau universitaire s'édifie sur la cohésion de sa base. C'est pourquoi, je tiens à remercier celles et ceux sur qui je me suis appuyé et qui ont su me supporter durant de nombreuses années. L'accompagnement universitaire s'étend aux professeurs, chargés de cours, chargés de laboratoire, assistants de recherche et le personnel d'UQAR dans son ensemble. Bon nombre travaillent dans l'ombre et durant mes années à l'UQAR, cette ambiance unique dans laquelle j'ai eu la chance de me retrouver est le cumul de tous et chacun. Kati Brown à la cartothèque, merci pour ton aide si précieuse lors de mes recherches de cartes, de photos aériennes et pour les discussions. Marie-Andrée Roy, du support technique et prêt de matériel du module de géographie. Merci pour ton rôle de support face à mes oublis et demandes de dernière minute. Tu as trouvé la force de m'aider adéquatement tout en continuant d'être présente pour répondre aux nombreuses autres demandes. J'aimerais aussi mettre de l'avant celles qui, à l'aide de présence et de patience, m'ont aidé à vaincre l'hydre administrative : Louise Amyot, Mélanie Potvin, Danie Massé et Pauline Dubé. Il y a aussi les correcteurs de ce mémoire, qui ont grandement contribué à sa pertinence.

Merci à ma famille pour son écoute, ses encouragements constants et sa présence. Ma mère, Armandine Huard, par son amour pour la langue française, a fait preuve d'une patience exemplaire dans la correction de cette maîtrise. Mon père, Denis Simard, pour m'avoir accompagné et aidé sur le terrain à plusieurs reprises. Mes sœurs Catherine et Anne-Marie et mon frère Guillaume pour m'avoir soutenu dans ma démarche, pour la qualité de nos discussions, pour la fraternité dans nos relations et pour la vie de tous les jours. À Sylvie Michelin, pour ta proximité au noyau familial depuis toutes ces années, tes sourires et rires représentent à mes yeux un concentré de belle humeur et de force. Il y a bien sûr les personnes incroyables représentées par conjointe, conjoints, nièces et neveux qui m'entourent. Votre ajout à la famille est un ajout direct à la qualité de notre ensemble. À mon cousin Vincent Moulay Huard, tu as toujours répondu présent pour les nombreuses fois où j'ai eu besoin d'aide morale, informatique et méthodologique. Pour parfaire ces remerciements, considérant la taille de mon milieu familial, je ne vais pas tous vous nommer. Mais mon sourire quand je vous vois prend sa source dans mon appréciation en votre direction.

Les soutiens multiples dépassent le cadre universitaire et familial. Ainsi, je dois de grands remerciements à ces nombreuses amitiés qui se sont développées à travers ces années. À mes ami(e)s pour l'ambiance conviviale et les bouffées d'air frais ayant fait de ces années d'excellentes années, merci! Il y a également la population de Mont-Saint-Pierre et ses environs. Par votre présence et votre aide, vous m'avez permis de découvrir non seulement un endroit fantastique mais également une population chaleureuse et amoureuse de son territoire.

Bien sur, sans le financement du CRNSG, le projet aurait été simplement l'ombre de lui-même. Pour finir, il y a probablement des oublis importants dans ces remerciements. Sachez que votre présence et vos gestes ont permis l'atteinte de l'objectif et que ma gratitude envers vous est totale et sincère.

Soyez au fait que l'appréciation,

pour tous et chacun,

va bien au-delà de ces mots.

Sincèrement, un grand merci à tous

Pierre Simard

Sommaire

LISTE DES FIGURES.....	III
LISTE DES TABLEAUX.....	VI
LISTE DES ANNEXES.....	VII
LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS.....	IIX
LISTE DES SYMBOLES.....	IX
RÉSUMÉ.....	X
CHAPITRE I	
1 La dynamique des ondes de crues : problématiques et objectifs.....	1
1.1 Le risque d'inondation.....	2
1.2 La réponse hydrologique.....	5
1.3 Le rôle des variables environnementales sur la réponse hydrologique.....	10
1.4 Les types d'écoulement et la réponse hydrologique.....	22
1.5 Définition des types d'ondes de crue.....	28
1.6 La propagation d'une onde de crue (POC).....	37
1.7 Objectif de la recherche.....	39
CHAPITRE II	
2 Site d'étude, outils et méthodes.....	40
2.1 Description du site d'étude.....	40
2.2 Limnigrammes et capteurs de pression.....	50
2.3 Analyse des séries spatiales de limnigrammes pour l'identification des POC..	57
2.4 Sources et analyses des données environnementales liées au bassin versant....	60
CHAPITRE III	
3 RÉSULTATS.....	72
3.1 Caractéristiques de POC.....	72
3.2 Variables environnementales.....	83
CHAPITRE IV	
4 INTERPRÉTATION DES RÉSULTATS ET DISCUSSION.....	107
4.1 La POC et ses caractéristiques.....	107

4.2	Variables environnementales	113
4.3	Caractéristiques du bassin versant et du corridor fluvial	125
4.4	L'influence des variables environnementales sur les POC	130
CHAPITRE V		
5	CONCLUSION.....	132
BIBLIOGRAPHIE.....		135
ANNEXES		141

LISTE DES FIGURES

FIGURE 1-1 REPRÉSENTATION DE L'ÉVOLUTION DE LA RELATION ENTRE LE DÉBIT ET LA HAUTEUR D'EAU LORS DU PASSAGE D'UNE CRUE.....	6
FIGURE 1-2 HYDROGRAMME DE CRUE EN RELATION AVEC L'HYÉTOGRAMME.....	7
FIGURE 1-3 ILLUSTRATION DU CONCEPT DE PROPAGATION DE L'ONDE DE CRUE.	8
FIGURE 1-4 EFFETS DE LA VARIABILITÉ SPATIALE DE LA DURÉE ET DE L'INTENSITÉ DES PRÉCIPITATIONS SUR LA RÉPONSE HYDROLOGIQUE.....	14
FIGURE 1-5 EFFETS DE LA PHYSIONOMIE DU BASSIN VERSANT ET DE SA CIRCULARITÉ SUR LA RÉPONSE HYDROLOGIQUE.	21
FIGURE 1-6 EFFETS DE LA PHYSIONOMIE DU BASSIN VERSANT ET DE SA CIRCULARITÉ SUR LA QUANTIFICATION DES ORDRES DE STRAHLER SUR UN BASSIN VERSANT.	21
FIGURE 1-7 VISUALISATION DES DIFFÉRENCES DE SECTIONS DE RUGOSITÉ D'UN CHENAL.	28
FIGURE 1-8 EXEMPLE DU DÉPLACEMENT D'UNE ONDE CINÉMATIQUE ET D'UNE ONDE DE DIFFUSION.....	33
FIGURE 2-1 CARTE DE LOCALISATION DU BASSIN VERSANT DE LA RIVIÈRE À PIERRE.	41
FIGURE 2-2 CARTE DE LA GÉOLOGIE DU NORD DE LA GASPÉSIE.....	42
FIGURE 2-3 POSITIONNEMENT DE L'INSTRUMENTATION ET IDENTIFICATION DES SOUS-BASSINS VERSANTS SUR LE BASSIN VERSANT DE LA RIVIÈRE À PIERRE.....	43
FIGURE 2-4 RÉPARTITION DES UNITÉS QUATERNAIRES DU TERRITOIRE D'ÉTUDE.....	45
FIGURE 2-5 TOPOGRAPHIE, RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE ET ORDRE DE STRAHLER DU BASSIN VERSANT DE RIVIÈRE À PIERRE.	46
FIGURE 2-6 PENTE DU CHENAL DE LA RIVIÈRE À PIERRE.	49

FIGURE 2-7 ILLUSTRATION DE L'INSTRUMENTATION TERRAIN ET MÉTHODE DE MISE EN PLACE.....	52
FIGURE 2-8 IMAGES DE LA RIVIÈRE À PIERRE.....	53
FIGURE 2-9 VISUALISATION DE LA CATÉGORISATION DES PENTES DU BASSIN VERSANT DE LA RIVIÈRE À PIERRE.....	67
FIGURE 3-1 PRÉSENTATION DE POC RECUEILLIES POUR L'ANALYSE.....	76
FIGURE 3-2 HISTOGRAMMES DE FRÉQUENCE DES CARACTÉRISTIQUES DES ÉVÈNEMENTS DE POC	77
FIGURE 3-3 LES LIENS ENTRENT LES CARACTÉRISTIQUES DE POC.	78
FIGURE 3-4 DESCRIPTION INTRA-BASSIN VERSANT DES CRUES LORS DE LA PROPAGATION.	82
FIGURE 3-5 HISTOGRAMMES DE FRÉQUENCE DES ÉPISODES DE PRÉCIPITATIONS.	86
FIGURE 3-6 RÉPARTITION DES PRÉCIPITATIONS.	87
FIGURE 3-7 PROVENANCE DES PRÉCIPITATIONS SUR LE BASSIN VERSANT DE LA RIVIÈRE À PIERRE.....	89
FIGURE 3-8 RÉPARTITION DES CONDITIONS ANTÉCÉDENTES.	93
FIGURE 3-9 RÉPARTITION DES CONDITIONS ANTÉCÉDENTES EN FONCTION DE LA COHÉRENCE DE POC.	94
FIGURE 3-10 DISTRIBUTIONS DES CARACTÉRISTIQUES DE POC SELON LA PRÉSENCE DE NEIGE.	98
FIGURE 3-11 LA RELATION DE LA VITESSE DE POC INTRA-BASSIN VERSANT AVEC LA PROPORTION DE ROCHE MÈRE SOUS UN MINCE TILL.	100
FIGURE 3-12 RELATION DES VALEURS MOYENNES DE L'ANGLE DES PENTES SOUS-BASSINS VERSANT DE LA RIVIÈRE À PIERRE ET DE LA VITESSE MOYENNE DE POC INTRA-BASSIN VERSANT.	102

FIGURE 3-13 RELATION DE LA VITESSE DE POC INTRA-BASSIN VERSANT ET LES VARIABLES MORPHOMÉTRIQUES..... 104

FIGURE 3-14 STADES DE DÉVELOPPEMENT VÉGÉTAL MOYENS EN FONCTION DES JOURS JULIENS..... 106

LISTE DES TABLEAUX

TABLEAU 1-1 CARACTÉRISTIQUES DES TYPES D'ONDES FLUVIALES ET LEURS CARACTÉRISTIQUES.	31
TABLEAU 2-1 PROPORTION (%) DE LA SUPERFICIE DES UNITÉS QUATERNAIRES SELON LES SOUS-BASSINS VERSANTS.	44
TABLEAU 2-2 CARACTÉRISTIQUES MORPHOMÉTRIQUES DES SOUS-BASSINS VERSANTS À L'ÉTUDE DU BASSIN VERSANT DE LA RIVIÈRE À PIERRE.	49
TABLEAU 2-3 PRÉSENTATION DES ORDRES FLUVIAUX DE STRAHLER.	50
TABLEAU 2-4 LONGUEUR MOYENNE DES ORDRES FLUVIAUX DES TRIBUTAIRES DE LA RIVIÈRE À PIERRE.	50
TABLEAU 2-5 CARACTÉRISTIQUES ASSOCIÉES À L'ALTITUDE DES CAPTEURS DE PRESSION	51
TABLEAU 2-6 PENTE (°) ET PROPORTION (%) DU TERRITOIRE OCCUPÉES PAR LES CATÉGORIES EN FONCTION DES SOUS-BASSINS VERSANTS DE LA RIVIÈRE À PIERRE.	68
TABLEAU 3-1 CARACTÉRISTIQUES DES POC.	74
TABLEAU 3-2 STATISTIQUES DESCRIPTIVES DES POC.	75
TABLEAU 3-3 CORRÉLATION DES CARACTÉRISTIQUES DE BASE DES POC.	80
TABLEAU 3-4 VALEURS MOYENNES ET ÉCART-TYPES DES CARACTÉRISTIQUES DES DISTRIBUTIONS DE PRÉCIPITATIONS.	85
TABLEAU 3-5 CARACTÉRISTIQUES DES PROVENANCES DES PRÉCIPITATIONS.	88
TABLEAU 3-6 CORRÉLATION ENTRE LES CATÉGORIES DE POC ET LES CARACTÉRISTIQUES HYDROMÉTÉOROLOGIQUES.	90
TABLEAU 3-7 CARACTÉRISTIQUES HYDROMÉTÉOROLOGIQUES DES PRÉCIPITATIONS SELON LES CATÉGORIES DE COHÉRENCE DE POC.	90

TABLEAU 3-8 CARACTÉRISTIQUES HYDROMÉTÉOROLOGIQUES DES CONDITIONS ANTÉCÉDENTES SELON LES CATÉGORIES DE COHÉRENCE DE POC.	91
TABLEAU 3-9 CORRÉLATIONS ENTRE LES CONDITIONS ANTÉCÉDENTES DES VARIABLES HYDROMÉTÉOROLOGIQUES ET LES CARACTÉRISTIQUES DE POC.....	92
TABLEAU 3-10 PROPORTION DES POC (%) ET VALEUR-P (KW) ASSOCIÉES À LA PRÉSENCE DE NEIGE SUR LES SOMMETS.	96
TABLEAU 3-11 VALEURS MOYENNES DES CARACTÉRISTIQUES DE POC EN FONCTION DE LA PRÉSENCE DE NEIGE	98
TABLEAU 3-12 DISTRIBUTION DU NOMBRE DE POC SELON LES VARIABLES HYDROMÉTÉOROLOGIQUES LIQUIDE ET SOLIDE.	98
TABLEAU 3-13 COEFFICIENT DE CORRÉLATION (R) DE LA VITESSE DE PROPAGATION INTRA-BASSIN VERSANT DE L'ENSEMBLE DES POC ET LES VARIABLES ENVIRONNEMENTALES PHYSIQUES.....	100
TABLEAU 3-14 CARACTÉRISTIQUES MORPHOMÉTRIQUES DU BASSIN VERSANT DE LA RIVIÈRE À PIERRE.....	104
TABLEAU 3-15 CORRÉLATION ENTRE LES STADES DE DÉVELOPPEMENT VÉGÉTAL ET LES POC.	105

LISTE DES ANNEXES

Annexe A	Interrelation du système fluviale.....	142
Annexe B	Développement phénologique des plantes ligneuses.....	143
Annexe C	Critères d'évaluation du N de Manning	145
Annexe D	Caractéristiques générales des POC.....	146
Annexe E	Propagation d'onde de crue de l'analyse.....	147
Annexe F	Précipitations.....	156
Annexe G	Table r.....	161

LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS

Sigle ou abréviation	Description
BV	Bassin versant
DDL	Degré de liberté
KW	Kruskall-Wallis
Jj	Jour julien
MDDEP	Ministère du Développement Durable et des Parcs
MÉR	Ministère de l'Énergie et des Ressources
MRNF	Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune
MSC	Ministère de la Sécurité Civile
n/a	Ne s'applique pas
NHMP	National Hydrological Monitoring Programme
POC	Propagation d'onde de crue
USDA	United States Department of Agriculture

LISTE DES SYMBOLES

$^{\circ}\text{C}$	Degré Celsius
$C_h =$	Hauteur de la colonne d'eau au-dessus des hobs submergés (cm) (6)
Diff_{Pr}	Valeur de la différence de pression entre le niveau maximum et le niveau minimum (kPa) (7)
diff_{m-Hx}	Différence d'élévation d'un capteur de pression submergé par rapport au capteur de pression atmosphérique en amont (kPa) (4 & 5)
F	Froude
$Ha_{o-Hx\max}$	Hauteur d'eau maximum de la colonne d'eau sur un capteur de pression submergé (kPa) (7)
$Ha_{o-Hx\min}$	Hauteur d'eau minimum de la colonne d'eau sur un capteur de pression submergé (kPa) (7)
kPa	Kilopascal
N	Coefficient de rugosité de Manning
n_y	Distance de cette valeur à la valeur limite Pr_2 dans la série de données (2 & 3)
n_x	Nombre de valeurs manquantes
Pr_{o-Hx}	Pression de la colonne d'eau au-dessus d'un capteur de pression submergé (kPa) (4 & 5)
Pr_1	Plus grande valeur limite (kPa) (2 & 3)
Pr_2	Plus petite valeur limite (kPa) (2 & 3)
Pr_{atmo}	Valeur de correction de la pression atmosphérique, kPa/m. H_x (H1.....6) : Capteur de pression submergé, (kPa/m) (4 & 5)
Pr_{corr}	Valeur corrigée des données de pression (kPa) (2 & 3)
P_{var}	Proportion de variation de la colonne d'eau sur l'étendue de sa variation atteinte durant la campagne d'échantillonnage (%) (7)
R	Rayon hydraulique
R	Coefficient de corrélation
R^2	Coefficient de détermination
S	Pente du chenal
V_{corr}	Valeur de correction (kPa) (2 & 3)
V	Vitesse de l'écoulement
Y	Profondeur de l'écoulement

RÉSUMÉ

Quatre paramètres caractérisent la dynamique hydrologique des crues : l'amplitude, la durée, la fréquence et la propagation. Tout en considérant les trois premiers paramètres, le sujet principal de ce mémoire porte sur l'analyse de la *propagation d'une onde de crue* (POC). La POC correspond au déplacement de l'onde de crue dans un bassin-versant, dans ce cas, le long du chenal principal de la rivière à Pierre, en Haute-Gaspésie. Cette étude examine et quantifie les caractéristiques de POC ainsi que l'influence des variables environnementales sur celles-ci. Des senseurs à pression ont mesuré, en continu, les fluctuations du niveau d'eau à six endroits sur le chenal principal et deux pluviomètres ont été installés aux extrémités du territoire d'étude. La période d'échantillonnage s'est étendue sur 15 mois et le traitement des données a permis d'extraire 27 événements de POC. Pour chaque POC, le passage du maximum de crue au niveau de chaque capteur est graphiquement positionné et ils sont reliés par une pente de régression. Cette pente donne le sens, la vitesse et la cohérence des événements. Puisqu'une POC résulte d'interactions entre variables environnementales, les caractéristiques de l'environnement hydrométéorologique et physique ont également été quantifiées. Ces variables ont été choisies pour leurs liens avec les crues ou la propagation : précipitations, conditions antécédentes, présence de neige, versants, pédologie, rapport de bifurcation, densité de drainage, circularité et végétation. Les influences environnementales de chacune d'elles sont constatées par des liens d'association (r), des coefficients de détermination (R^2) ou des différences significatives entre les distributions (KW). Nos analyses montrent que la saisonnalité, la précipitation totale, la présence de neige, les conditions antécédentes et le développement végétal sont les variables environnementales permettant d'extrapoler sur la POC et ses caractéristiques. Une tendance générale se dégage où les événements printaniers sont plus rapides et moins prévisibles que ceux de l'été. En ce sens, cette étude offre des connaissances supplémentaires pour la gestion préventive des inondations.

Dynamique fluviale, onde de crue, propagation, variable environnementale

CHAPITRE I

LA DYNAMIQUE DES ONDES DE CRUES : PROBLÉMATIQUE ET OBJECTIFS

La dynamique des ondes de crue est à la base du risque d'inondation et elle est le résultat d'une combinaison complexe d'interactions entre les caractéristiques du bassin versant et des conditions hydroclimatiques. Ce chapitre définit la dynamique des ondes de crue et souligne les orientations de la présente recherche. Nous discutons d'abord de la nécessité d'acquérir des connaissances sur cette dynamique pour la gestion des risques d'inondation au Québec. Nous présentons ensuite le concept de réponse hydrologique et faisons une revue des connaissances liées aux variables environnementales. Nous définissons alors les ondes fluviales et leur propagation dans le bassin versant. Finalement, nous présentons les objectifs de ce mémoire.

1.1 Le risque d'inondation

Le Ministère de la Sécurité Publique répertorie 22 risques naturels dont 13 sont d'origine hydrométéorologique (MSC, 2009). Les inondations font partie de cette catégorie et représentent la cause majeure des catastrophes naturelles au Québec. L'historique des inondations est très riche et les exemples ne manquent pas. En 2010 seulement, selon le site du MSC (2009), un nombre élevé mais indéterminé d'inondations est répertorié, principalement de janvier à avril. Les rives de rivière sont des endroits de prédilection dans les besoins et le désir de s'établir des gens. La tendance historique de s'installer à proximité des rivières est fréquemment confrontée aux processus naturels du cours d'eau ne pouvant évacuer complètement des crues de récurrence faible. Elles représentent ainsi un risque et le village de Rivière-au-Renard est un bon exemple de ce voisinage risqué. En effet, ce village a subi trois inondations majeures durant les cinq dernières années. La première est survenue le 8-9 août 2007, la deuxième, le 4-5 décembre 2010 et la troisième le 14-15 décembre 2010. D'autres secteurs sont également affectés lors de ces derniers événements. À la mi-décembre 2010, la Sécurité civile émet une mise en garde de précipitations abondantes avec possibilité d'inondation pour l'ensemble de la Gaspésie et la Côte-Nord. Suite à ces pluies, le grand Gaspé a été le plus touché avec des inondations majeures alors que près de 240 mm de pluie sont tombés en 72 heures générant les pires inondations dans l'histoire gaspésienne. Pour ce qui est des sinistres majeurs, le déluge du Saguenay des 19-20 juillet 1996, alors que 200 mm de pluie étaient tombés en 36 heures, est de loin l'une des pires inondations de l'histoire du Québec avec plus de 800 millions \$ de dommages (MSC, 2009).

Musy (2010) identifie trois causes principales expliquant les inondations : 1) la fonte des neiges, 2) des précipitations intenses et/ou de longue durée et 3) des embâcles (bois ou glace) obstruant le libre écoulement de l'eau. Selon le régime climatique d'un territoire, la récurrence des inondations peut être saisonnière ou événementielle (Knighton, 1998). L'inondation résulte d'une interaction complexe entre l'hydrométéorologie et les variables environnementales du bassin versant et elle est le reflet d'une situation extrême de la réponse hydrologique.

L'ampleur de certains des sinistres peut cependant être exacerbée par ignorance des processus naturels (Poff *et al.*, 1997) ou par opportunisme de développement économique, puisque des décisions politiques peuvent être prises sans considérer les répercussions possibles des modifications territoriales sur les risques naturels. De ce fait, trop souvent, l'environnement est considéré comme un espace dont on peut faire abstraction sous prétexte que les impacts ne sont pas prouvés ou sont minimes par rapport aux bénéfices économiques. En exemple, suite à une nouvelle directive émise le 30 novembre 2006 par le Ministère du Développement Durable, de l'Environnement et des Parcs (MDDEP), tout promoteur peut remblayer certains types de milieux humides de moins de 5 hectares pour les basses-terres du St-Laurent et de moins de 10 hectares dans le reste du Québec, sans dérogation spéciale de la part du gouvernement (MDDEP, 2006). Puisque ce type de terrain est reconnu pour réduire la magnitude d'une crue (Knighton, 1998), il est légitime de se demander si une telle décision peut modifier une réponse hydrologique, dont la récurrence est connue, vers une dynamique jusqu'ici inconnue de ces bassins versants. Il devient dès lors pertinent de se questionner sur la pérennité de récurrence d'inondation utilisée pour la mise en place des plans d'urbanisme ou des schémas d'aménagement. En contradiction avec cette décision de 2006, lors d'une déclaration du 17 décembre 2010 faisant suite aux inondations en Gaspésie, le gouvernement invite les municipalités à prévenir le risque afin de réduire l'ampleur des dégâts. Mais aussi longtemps que les municipalités et le gouvernement n'ont pas les éléments pour comprendre la dynamique des inondations, cette nouvelle directive risque d'apporter de la confusion chez les dirigeants et les citoyens et ainsi, rendre difficile la mise en place d'un plan préventif concret. Il est donc essentiel de saisir que les inondations font partie de la dynamique naturelle des rivières (Knighton, 1998) et qu'une bonne connaissance de la dynamique des crues est de rigueur.

Six paramètres caractérisent la dynamique des crues : la magnitude, la durée, la prédictibilité, la fréquence d'occurrence, la vitesse de changement (Poff *et al.*, 1997) et la propagation (Lamagat, 1993). La genèse et la dynamique des crues sont associées au régime hydrologique de la région et aux dimensions d'un bassin versant (Petrow *et al.*, 2007; Musy, 2010). Dans un contexte de changements climatiques et de modifications de

l'occupation du bassin versant par les activités humaines, on peut se demander comment ces quatre paramètres évolueront dans les prochaines années. Plusieurs études portent sur l'évolution de la magnitude, de la durée et de la récurrence des crues (Knighton, 1998 ; Musy, 2010). Peu d'études, cependant, se sont penchées sur l'évolution de la propagation des ondes de crues. La **propagation de l'onde de crue** (POC) correspond au déplacement de la pointe de crue le long d'un corridor fluvial et elle dicte, d'une certaine façon, le temps pour intervenir lors d'une inondation ainsi que les dommages potentiels aux infrastructures.

Cette étude s'intéresse à la propagation des ondes de crue dans un *bassin versant* de la Gaspésie. Huit des 11 critères caractéristiques des aléas présentés par le MSC (2009) sont explorés : l'intensité ; la probabilité d'occurrence ; la localisation spatiale et les étendues possibles ; la vitesse d'évolution du phénomène ; le degré de soudaineté ; la prévisibilité ; la manifestation ; et le moment de la journée, de la semaine ou de l'année où l'aléa est susceptible de survenir. La compréhension de la dynamique de propagation de l'onde de crue dans un bassin versant montagnard de la Gaspésie permettra d'anticiper des dynamiques similaires dans d'autres bassins versants montagnards en Gaspésie ou ailleurs. Bien que le MSC (2009) semble axer ses interventions sur un plan de réaction, cette étude permettra de faire un pas en avant vers une prévention active. Cette connaissance permettra d'améliorer la gestion des risques fluviaux grâce à une connaissance accrue sur un paramètre clef de l'inondabilité des cours d'eau. Elle dirigera également les différents acteurs concernés vers une meilleure concertation à propos des variables environnementales et vers des décisions préventives éclairées incluant celle de la mise en place de plans d'urgence.

Le objectif d'une connaissance accrue sur la dynamique des inondations est de transformer un sinistre potentiel en sa véritable nature : un aléa. Puisqu'un risque se mesure selon les caractéristiques d'un aléa et en fonction d'une vision humaine de la vulnérabilité où l'intégrité physique, sociale, économique et environnementale est menacée (MSC, 2009), l'augmentation des connaissances sur les risques d'inondation fera en sorte qu'une communauté aura des notions pour savoir pourquoi, où, quand et comment la manifestation

aura lieu. Elle pourra alors évaluer le risque sous divers aspects et activer la prévention qui se fera d'abord par les instances politiques à travers les plans d'urbanisme, et par les exploitants exerçant une saine gestion des ressources d'un bassin versant. Cette prévention ne peut qu'aider une communauté à faire face au risque et si un événement se produit, le fonctionnement communautaire en sera moins perturbé et les pertes minimisées et du même coup, atteindre le but fixé par le MSC (2009) de la réduction des perturbations sociales. Ainsi, nous aurons une gestion plus saine de l'humain dans son environnement. En conséquence, ce projet prend toute sa pertinence dans un but non seulement de connaissances scientifiques mais également de gestion des risques naturels. Les raisons énumérées précédemment montrent la portée de l'objectif de cette étude de quantifier l'influence des variables environnementales sur la propagation de l'onde de crue.

1.2 La réponse hydrologique

La réponse hydrologique d'un bassin versant est généralement représentée par la variation de la hauteur d'eau et du débit de l'écoulement à l'exutoire. La réponse hydrologique s'illustre à partir d'un limnigramme (hauteur d'eau) ou d'un hydrogramme (débit). Elle consiste en une hausse suivie d'une baisse du niveau de surface d'un chenal d'écoulement, se produisant en simultané avec une hausse et une baisse de son débit et de sa vitesse (Araud et Champredonde, 2007). Telle que représentée sur la figure 1-1, la courbe d'écoulement non uniforme transitoire présente une différence du débit pour un même niveau de surface selon une tendance à la hausse ou à la baisse du niveau de surface. Toutefois, cette différence n'est pas suffisamment grande pour nécessiter différentes valeurs de débit en fonction du stade de crue et ainsi, une courbe de valeur moyenne est utilisée, présentée par la courbe d'écoulement uniforme. L'hydrogramme de crue comporte plusieurs composantes d'intérêt, dont le pic de crue, la durée de la crue, le temps de concentration, le temps de réponse et le temps de décrue (Fig. 1-2). La forme de l'hydrogramme en un point du bassin versant constitue la réponse hydrologique de la portion amont de ce point (Musy, 2010) et intègre l'effet d'une combinaison des variables environnementales jouant sur la réponse hydrologique. À l'aide de l'hydrogramme et des valeurs brutes de précipitations, il est possible de faire un bilan partiel

des débits en fonction des modes de transfert entre le chenal d'écoulement, l'évapotranspiration, l'écoulement souterrain et la mise en réserve dans les lacs ou marais (Kirkby, 1988).

Puisque le débit et la hauteur d'eau sont directement liés par le biais de la courbe de tarage qui présente la relation quantifiable entre le niveau de surface et le débit, le limnigramme qui rend compte de la hauteur d'eau comporte les mêmes composantes que l'hydrogramme de crue.

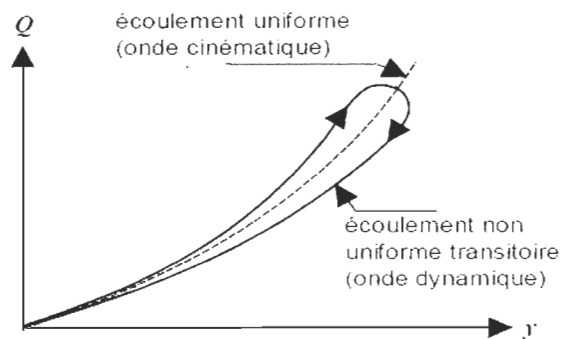


Figure 1-1 Représentation de l'évolution de la relation entre le débit et la hauteur d'eau lors du passage d'une crue.

Source : Lighthill et Whitman (1955)

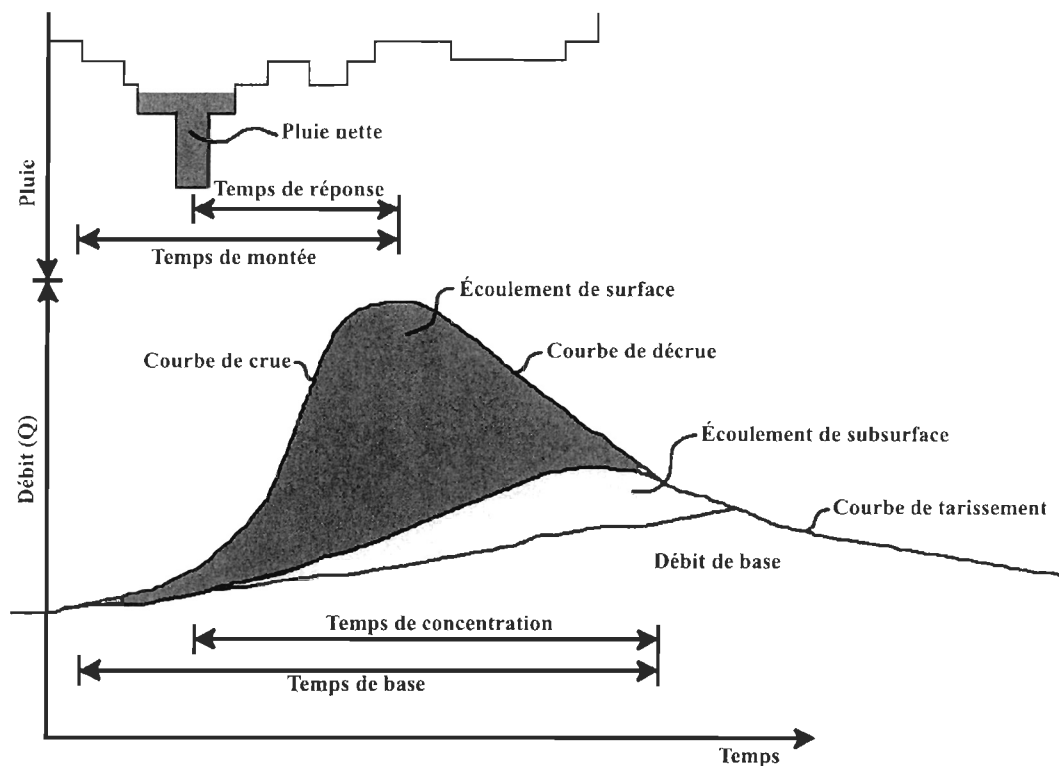


Figure 1-2 Hydrogramme de crue en relation avec l'hyétogramme.
Source : Knighton, 1998

L'hydrogramme de crue reflète la réponse hydrologique en un point du bassin versant. Lorsque plusieurs hydrogrammes, ou limnigrammes, de crue sont obtenus le long d'un corridor fluvial, il devient alors possible de caractériser la propagation de la crue et de sa forme le long du chenal d'écoulement. C'est le concept de propagation d'onde de crue (POC) (Lamagat *et al.*, 1993). La figure 1-3 illustre ce concept en présentant une série de limnigrammes obtenus pour des sections transversales de l'amont vers l'aval dans un corridor fluvial. Ces limnigrammes permettent de caractériser la POC de plusieurs façons : les changements de forme pour un même évènement ou encore le moment d'occurrence du pic de crue de l'amont vers l'aval. Cette dernière information permet d'évaluer la vitesse de propagation de l'onde de crue mais aussi sa cohérence dans l'espace. Pour la vitesse de propagation, il suffit de diviser la distance entre les stations de mesure par le temps entre les moments d'occurrence du pic pour chacune des deux stations. Comme l'indique la figure 1-3,

cette vitesse peut être très différente de la vitesse moyenne de l'écoulement. Pour la cohérence dans l'espace, trois situations peuvent survenir lorsque l'on regarde les moments d'occurrence des pics de crues car les pics de crue ne surviennent pas nécessairement de manière chronologique de l'amont vers l'aval. Selon le moment d'occurrence des pics de crue et selon la configuration des sections transversales, il est ainsi possible que la propagation d'onde de crue se fasse de l'amont vers l'aval (A), de façon incohérente (B) ou de l'aval vers l'amont (C). Nous discuterons plus amplement de l'onde de crue et de sa nature dans la prochaine section.

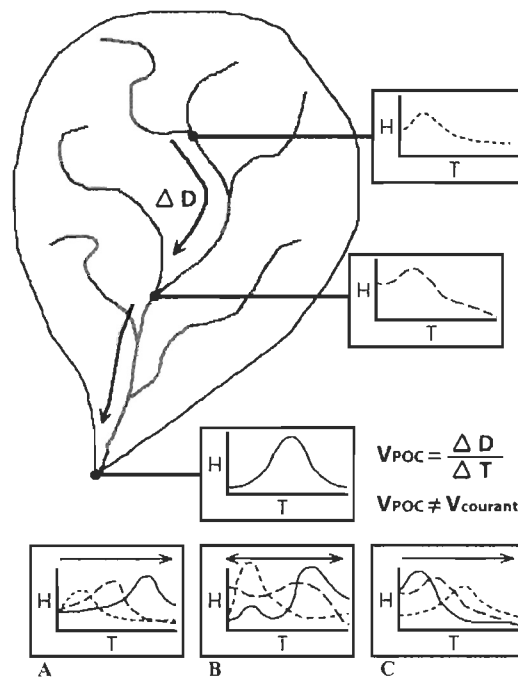


Figure 1-3 Illustration du concept de propagation de l'onde de crue.

À l'aide d'instrument, la hauteur d'eau se fait suivre et la mise en parallèle des données permet d'extraire les caractéristiques de cohérence de la propagation ainsi que sa vitesse. A) Propagation amont-aval. B) Propagation incohérente. C) Propagation aval-amont

La réponse hydrologique d'un bassin versant se définit donc à la fois par la forme d'un hydrogramme en un point donné mais aussi par la propagation de cet hydrogramme le long du corridor fluvial. Ces deux éléments de la réponse hydrologique sont régis par une combinaison de variables, certaines jouant sur la forme de l'hydrogramme, d'autres sur sa propagation.

Pour ce qui est de la forme, on reconnaît que plusieurs variables jouent un rôle significatif. On peut regrouper ces variables en trois grands groupes :

1. Les variables environnementales hydrométéorologiques de la région incluant la durée et l'intensité des précipitations (Horton, 1933; USDA, 1986; Knighton, 1998; Entekhabi *et al.*, 1999; Cosandey et Robinson, 2002; Cunderlik et Burn, 2002; Kusumastuti *et al.*, 2007; Petrow *et al.*, 2007; Struthers et Sivapalan, 2007; Degoutte, 2008) et la présence de neige au sol (Gagnon, 1970; Wood, 2006; Assani *et al.*, 2007; Kusumastuti *et al.*, 2007; Petrow *et al.*, 2007; Hannaford et Marsh, 2008; Fortin et Héту, 2009);
2. Les variables environnementales physiques. Elles sont liées au bassin versant incluant la physiographie du territoire (Horton, 1933; USDA, 1986; Krikby, 1988; Knighton 1998; Sophocleous, 2002), les dépôts de surface (Horton, 1933; Schumm, 1956; Hewlett et Hibbert, 1967; Dunne, 1983; USDA, 1986; Krikby, 1988; Champoux et Toutant, 1988; Entekhabi *et al.*, 1999; Uchida, 1999; Cosandey et Robinson, 2002; Tsai, 2005; Wood, 2006), et la végétation (Horton, 1933; Krikby, 1988; Knighton 1998; Cosandey et Robinson, 2002; Wood, 2006);
3. Finalement, la nature et l'importance relative des types d'écoulements (surface, saturation et Horton) sur le bassin versant et dans le corridor fluvial (Kirkby, 1988; Knighton 1998).

Pour ce qui est de la propagation de l'onde de crue, les connaissances sur les facteurs d'influence sont plutôt morcelées dans la littérature. Certains auteurs comme Lamagat *et al.*, (1993), Mujumbar (2001), Tsai (2005) et Thual (2008) avancent le concept, mais n'ont pas les données pour quantifier l'influence de variables environnementales sur la POC. Cependant, plusieurs études sur la réponse hydrologique ont été faites, ce qui permet d'évaluer les variables ayant potentiellement une influence sur la POC. Bien que les variables environnementales soient omniprésentes et que leur importance relative soit propre au climat, à la physiographie, à la géologie et à l'utilisation d'un territoire, la difficulté principale est de réunir les données permettant une analyse pertinente. Il importe en effet de différencier et comprendre l'influence des variables environnementales sur la POC pour saisir l'impact des modifications territoriales anthropiques ou naturelles sur le bilan hydrique, tout en augmentant notre capacité à comprendre les risques naturels qui y sont associés. On peut, cependant, examiner l'ensemble des variables environnementales caractérisant les sous-bassins versants et tenter d'isoler leur influence sur la réponse hydrologique selon les positions dans le bassin versant pour mieux cerner les caractéristiques de la POC. Nous examinons dans les deux prochaines parties le rôle des variables environnementales et les mécanismes d'écoulement dans la réponse hydrologique d'un *bassin versant*.

1.3 Le rôle des variables environnementales sur la réponse hydrologique

Les variables environnementales comprennent l'ensemble des facteurs hydrométéorologiques, géologiques et physiographiques, ainsi que les facteurs liés à la végétation, aux saisons et à l'utilisation du sol (Knighton, 1998) (Annexe A). Nous divisons ici ces variables en deux grands groupes : les variables environnementales hydrométéorologiques, associées aux précipitations liquides et solides, et les variables environnementales physiques, associées aux caractéristiques du bassin versant. L'analyse de ces variables et de la structure du réseau hydrographique permet de caractériser l'influence du contrôle de l'environnement sur la réponse hydrologique (USDA, 1986; Knighton, 1998 Cosandey et Robinson, 2002; Assani *et al.*, 2006).

Afin d'illustrer la complexité des interactions entre l'environnement et la réponse hydrologique, voici en exemple les étapes franchies par un apport hydrologique. Tout d'abord, chaque précipitation est unique en raison de la variabilité dans son intensité, sa durée et sa direction. À son contact avec le bassin versant, une précipitation peut être interceptée, emmagasinée ou s'écouler (Knighton 1998) et elle a deux possibilités pour évacuer le bassin versant : par écoulement ou par évapotranspiration (Kirkby, 1988; Knighton, 1998). L'interception se fait principalement au niveau de la végétation (Horton, 1933; USDA, 1986; Knighton 1998; Cosandey et Robinson, 2002; Wood, 2006). L'interception se poursuit généralement par l'évapotranspiration en provenance de l'activité végétale, du rayonnement solaire, de l'énergie thermique du sol et le facteur éolien. L'évapotranspiration se produit sur la totalité de la superficie du bassin versant et représente une perte nette en eau du réseau hydrographique, influençant du même coup la réponse hydrologique à une précipitation (Bouchet, 1963; Cosandey et Robinson, 2002; Woods, 2006; Struthers et Sivapalan, 2007; Kusumastuti *et al.*, 2007). En ce qui concerne l'emmagasinement, la topographie, la matrice du sol, la proximité du plancher de la nappe phréatique et le climat sont des facteurs d'influence (USDA, 1986; Kirkby, 1988; Knighton 1998; Cosandey et Robinson, 2002; Sophocleous, 2002). En effet, la présence de plans d'eau, d'un sol à matrice poreuse ou de neige peut emmagasiner une masse d'eau. Ainsi, sa contribution à l'écoulement ou à l'évapotranspiration se retrouve dans un état latent (Kirkby, 1988; Knighton 1998). Afin d'atteindre l'exutoire d'un bassin versant, l'écoulement se fait par les chenaux ou par le sol (Horton, 1933; Kirkby, 1988; Knighton 1998). Les chenaux d'écoulement représentent l'extension visible d'un réseau de drainage beaucoup plus complexe (Knighton, 1998). En effet, il a été remarqué que l'apport hydrologique d'une précipitation, en lien avec le milieu souterrain, se fait sentir plus rapidement dans le chenal adjacent que la vitesse d'écoulement de surface le permet. Ce transfert hydrologique s'explique par la pression hydrostatique générée par cette nouvelle eau imbibée dans le sol qui expulse l'eau en provenance de précipitations précédentes (Knighton, 1998; William *et al.*, 2002). Cette suite d'étapes présente donc la complexité des interactions des variables environnementales sur la réponse hydrologique et cette complexité environnementale est approfondie dans cette section et la section 1.4.

1.3.1 Les variables environnementales liées à l'hydrométéorologie

On reconnaît deux variables hydrométéorologiques jouant sur la réponse hydrologique des régions tempérées : les précipitations solides et liquides (Knighton 1998; Cosandey et Robinson, 2002; Petrow *et al.*, 2007). Les cycles annuels des précipitations suivent des patrons correspondant au climat d'un territoire (Horton, 1933; Knighton, 1998; Petrow *et al.*, 2007). La fréquence et l'intensité des précipitations demeurent cependant très variables (Kavvas et Govindaraju, 1991; Cosandey et Robinson, 2002; Cunderlik et Burn 2002; Kusumastuti *et al.*, 2007; Struthers et Sivapalan, 2007; NHMP, 2008). La neige constitue un réservoir d'eau dont la dynamique de fonte est corolaire de l'ensoleillement et des précipitations. Elle génère ainsi une réponse hydrologique différente de celle de précipitation liquide (Knighton 1998; Cosandey et Robinson, 2002; Woods, 2006; Petrow *et al.*, 2007; Musy, 2010) : elle est généralement plus longue et comporte des pulsions journalières. Nous examinons ici trois caractéristiques propres à ces variables hydrométéorologiques : la variabilité spatio-temporelle des précipitations, les conditions antécédentes et la saisonnalité.

La variabilité spatio-temporelle des précipitations

À l'échelle d'un bassin versant, les précipitations peuvent présenter une forte variabilité spatio-temporelle (Kavvas et Govindaraju, 1991; Knighton, 1998; Cosandey et Robinson, 2002; Cunderlik et Burn, 2002; Woods, 2006; Petrow *et al.*, 2007; Kusumastuti *et al.*, 2007; Struthers et Sivapalan, 2007; NHMP, 2008; et Musy, 2010). La distribution spatiale des intensités de chaque précipitation peut donc être vu comme un phénomène relativement unique. Or la réponse hydrologique est très fortement reliée à cette distribution. La figure 1-4 illustre le principe de concentration d'écoulement en fonction de la variabilité spatio-temporelle des précipitations (Musy, 2010). Cette figure se base sur divers éléments de la littérature en provenance de différents auteurs. Elle présente des situations fictives composées d'un bassin versant, d'un temps d'écoulement et d'une précipitation dont les paramètres varient à l'échelle du *bassin versant*. Afin de bien visualiser l'influence d'une précipitation, l'utilisation d'un bassin versant non circulaire se prête mieux à la démonstration. Les données

temporelles utilisées sont de 1 heure pour l'unité de base des précipitations et de 1 heure pour que l'eau à l'amont du bassin versant atteigne l'exutoire. Les précipitations varient selon trois paramètres: la durée (colonne A), l'intensité (colonne B) et la direction de déplacement de l'onde de précipitation (colonne C).

La colonne A de la figure 1-4 montre l'effet d'une variation de la durée d'une précipitation entre l'amont et l'aval du bassin versant sur la réponse hydrologique. Deux scénarios de concomitance sont examinés pour chacune des configurations de durée des précipitations. Pour le BV a scénario 1 de la colonne A, la précipitation commence au même moment sur tout le bassin versant, mais elle se termine plus rapidement en amont ou en aval selon le cas. Ce scénario souligne que les réponses hydrologiques commenceront au même moment mais que le retour au niveau de base se produira avant et la hauteur de surface atteinte sera plus élevée lorsque la précipitation est plus longue en aval qu'en amont. Le BV b scénario 1 de la colonne A présente une précipitation plus longue en amont. La réponse hydrologique est alors moins prononcée avec un retour plus progressif au niveau de base. La situation présentée par le BV a scénario 2 de la colonne A consiste à une précipitation commençant en différé mais se terminant au même moment ainsi, lorsque la précipitation est plus longue en aval, la réponse hydrologique commencera rapidement. Pour le BV b scénario 2 de la colonne A, avec la précipitation commençant en amont, la réponse hydrologique se fera attendre. De plus, le pic de crue sera plus élevé. Néanmoins, sur les bassins versants a et b de la colonne A, le retour au niveau de base se fera au même moment.

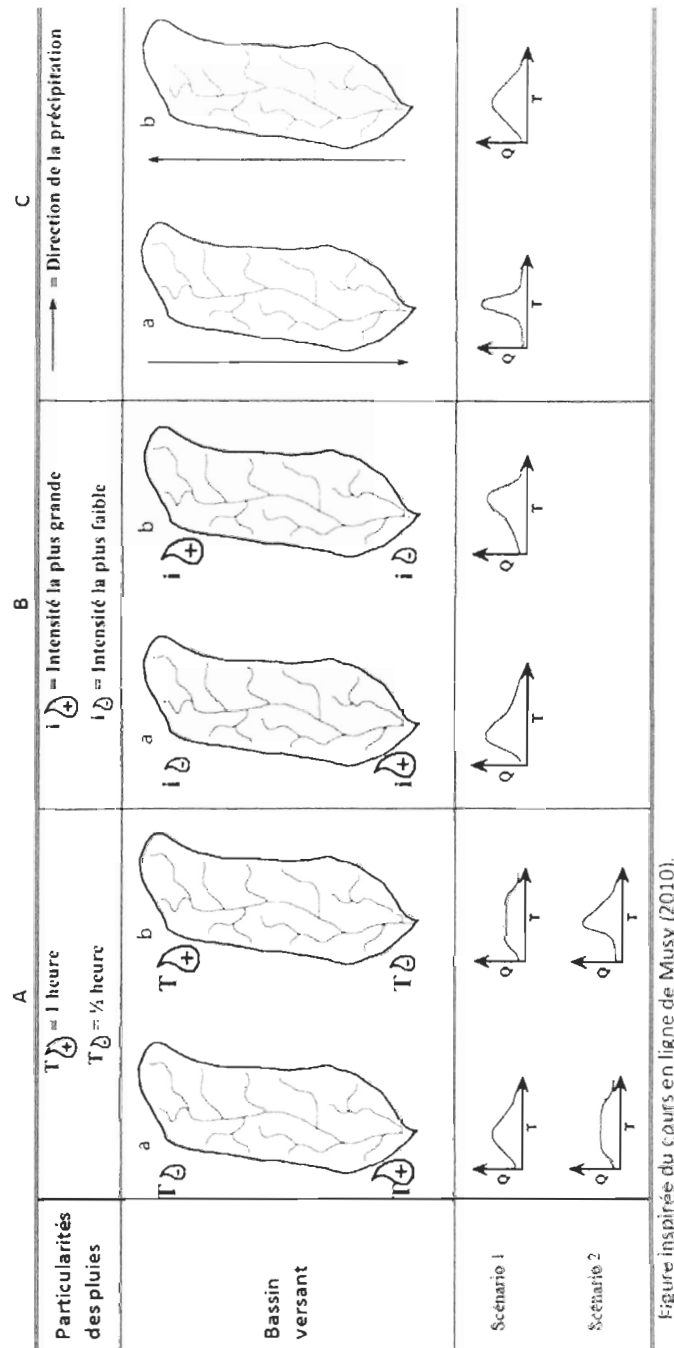


Figure inspirée du cours en ligne de Musy (2010).

Figure 1-4 Effets de la variabilité spatiale de la durée et de l'intensité des précipitations sur la réponse hydrologique.

Sources : Horton, 1933; Kirkby, 1988; Kavvas et Govindaraju, 1991; Knighton, 1998; Cosandey et Robinson, 2002; Cunderlik et Burn 2002; Kusumastuti *et al.*, 2007; Struthers et Sivapalan, 2007; Musy, 2010.

La colonne B de la figure 1-4 illustre l'influence de l'hétérogénéité spatiale dans l'intensité des précipitations. L'exemple utilise une précipitation se produisant simultanément sur le bassin versant. Cependant, l'intensité diffère selon le secteur. Sur le BV a de la colonne B, l'intensité maximale se produit en aval. Cette situation génère une réponse hydrologique présentant un front abrupt avec un retour très progressif au niveau de base. Alors que le BV b de la colonne B, présente une intensité maximale en amont, ce qui génère une réponse hydrologique présentant un front plus progressif et suite au pic de crue, une pente plus abrupte vers le niveau de base.

La colonne C de la figure 1-4 illustre l'effet d'une variation directionnelle dans le mouvement d'une onde de précipitation. Une période de 1 heure est attribuée au déplacement de la précipitation entre les deux extrémités du bassin versant. Dans le cas du BV a de la colonne C, la direction est de l'amont vers l'aval. Puisqu'une 1 heure est nécessaire aux tributaires pour atteindre l'exutoire, la concentration de l'écoulement se produit simultanément à la précipitation au-dessus d'un secteur. Ainsi, la réponse hydrologique des tributaires du bassin versant se fera sensiblement au même moment à l'exutoire. Donc, le limnigramme à l'exutoire présentera un front abrupt et un rapide retour au niveau de base. Dans le cas du BV b de la colonne C, la concentration des tributaires se produit à contre sens de la précipitation. Puisque la précipitation affecte l'aval avant l'amont, les tributaires en aval ont le temps de se drainer avant même que les tributaires en amont reçoivent la précipitation. C'est pourquoi la réponse hydrologique visible sur le limnigramme à l'exutoire sera de moindre amplitude et qu'elle s'étendra sur près de 2 heures en présentant un front doux et un retour très progressif au niveau de base.

La figure 1-4 veut souligner que la réponse hydrologique intègre des éléments de la variabilité spatio-temporelle des précipitations. Il importe de retenir que cette variabilité dans la durée, l'intensité et la direction influence la réponse mais que cet effet se superpose à celui d'autres variables. La figure 1-4 présente des exemples fictifs, cependant les concepts présentés aident à mieux comprendre les liens entre la dynamique hydrométéorologique et la

réponse hydrologique. Il en ressort que la compréhension de la dynamique des précipitations d'un bassin versant est essentiel afin de procéder à une analyse adéquate de la réponse hydrologique.

Conditions antécédentes

Les conditions antécédentes représentent l'ensemble des conditions prévalant lorsqu'une précipitation survient. Elles résultent des conditions hydrométéorologiques récentes et de l'efficacité du réseau de drainage à évacuer l'eau sur une période de temps précédant un moment choisi (Kirkby, 1988). On réfère cependant souvent les conditions antécédentes à une teneur en eau dans le système fluvial, que ce soit les niveaux d'eau dans les cours d'eau, les lacs et la nappe phréatique ou encore les contenus en eau dans le sol non saturé. Ces conditions sont extrêmement déterminantes sur la capacité réservoir du sol (Kusumastuti *et al.*, 2007) et sur sa conductivité hydraulique, consistant en la capacité du sol à conduire l'eau à travers la matrice (Kirkby, 1988; Cosandey et Robinson, 2002). Les conditions antécédentes du sol déterminent la nature de l'infiltration et des écoulements souterrains (Horton, 1933; Uchida, 1999; Cosandey et Robinson, 2002; Hannaford et Marsh, 2006; Kusumastuti *et al.*, 2007) et, par conséquent, influencent l'écoulement du chenal en fonction de la conductivité hydraulique de la matrice ou de la capacité d'emmagasinement des réserves souterraines (Kirkby, 1988; Knighton, 1998; Cosandey et Robinson, 2002). De plus, l'eau d'infiltration s'accumule sur le profil d'humidité antérieur du sol et ainsi, le sol présente une augmentation de l'humidité avec la profondeur. Par conséquent, un sol répond hydrologiquement à une précipitation en l'absorbant et, par pression hydrostatique, expulse l'eau de précipitations précédentes, nommée vieille eau, vers les chenaux d'écoulement (Knighton, 1998; William *et al.*, 2002). Ceci montre que les conditions antécédentes peuvent diffuser l'apport des précipitations dans un bassin versant avant de générer une réponse significative en provenance des zones saturées (Kirkby, 1988). Finalement, il importe de souligner que les conditions antécédentes peuvent être également fortement hétérogènes dans l'espace et fluctuantes dans le temps (Kirkby, 1988; Knighton, 1998).

Saisonnalité

La notion de saisonnalité émerge du fait que les réponses hydrologiques sont fortement reliées aux saisons. Cette notion permet en effet de regrouper plusieurs variables contrôlant la réponse hydrologique d'un bassin versant (Knighton, 1998; Assani *et al.*, 2007). Puisque les mécanismes climatiques, météorologiques, hydrologiques et biologiques sont propres à une saison donnée (Horton, 1933; Knighton, 1998; Cosandey et Robinson, 2002; Assani *et al.*, 2007; Petrow *et al.*, 2007; NHMP, 2008), la saisonnalité affecte presque l'ensemble des variables environnementales à l'étude. Le cycle annuel conditionne la fréquence et l'intensité des précipitations (Kavvas et Govindaraju, 1991; Cosandey et Robinson, 2002; Kusumastuti *et al.*, 2007; Struthers et Sivapalan, 2007; NHMP, 2008), le bilan radiatif (Bouchet, 1963; Knighton, 1998; Wood, 2006; Assani *et al.*, 2007), la présence et la fonte de couverts nivaux (Gagnon, 1970; Knighton, 1998; Morell *et al.*, 1999; Cosandey et Robinson, 2002; Wood, 2006; Assani *et al.*, 2007; Petrow *et al.*, 2007; Fortin et Héту, 2009), la capacité d'infiltration (Horton, 1933; Champoux et Toutant, 1988; Knighton, 1998; Kirkby, 1988; Cosandey et Robinson, 2002; William *et al.*, 2002; Hannaford et Marsh, 2006; Kusumastuti *et al.*, 2007; Degoutte, 2008), la végétation (Horton, 1933; Bouchet 1963; Champoux et Toutant, 1988; Knighton, 1998; Morell *et al.*, 1999; Cosandey et Robinson, 2002; Wood, 2006) et l'évapotranspiration (Cosandey et Robinson, 2002). Des périodes du cycle annuel favorisent la contribution de certaines variables environnementales (Knighton, 1998; Wood, 2006) et principalement celles hydrométéorologiques (Kusumastuti *et al.*, 2007; Petrow *et al.*, 2007). Ainsi, lors de la période printanière d'un climat tempérée froid, la concentration d'évènements de crue est apparente (Cunderlik et Burn, 2002; Kusumastuti *et al.*, 2007). De plus, des observations de Kirkby (1988) et Morell *et al.* (1999) montrent une diminution de la capacité d'infiltration si un secteur est soumis à des conditions hivernales. Par conséquent, dans une région tempérée froide, le ruissellement de type Hortonien sera favorisé au printemps durant une période de fonte dépassant la capacité d'infiltration du sol (Kirkby, 1988). Quant à la saison estivale, celle-ci aura une capacité d'infiltration accrue, étant grandement favorisée par les activités végétale et faunique et d'autres types de perforations du sol (Horton, 1933).

1.3.2 Les variables environnementales liées au *bassin versant*

Les variables environnementales liées au *bassin versant* regroupent les variables qui caractérisent la surface du bassin versant et la configuration générale de ce dernier. Ici, nous discutons plus spécifiquement des dépôts de surface et de la topographie, de la végétation et de l'organisation générale du réseau de drainage.

Les dépôts de surface

L'importance des dépôts de surface s'explique par le fait que ceux-ci peuvent posséder des caractéristiques hydrauliques très différentes. Les caractéristiques hydrauliques spécifiques des dépôts guident le système d'écoulement. Un sol de sable et gravier possède un plus haut *ratio* d'infiltration qu'un sol principalement composé de limon (USDA, 1986) ou bien d'argile. Cette dernière est considérée comme un plancher pour la nappe phréatique. De plus, si l'épaisseur de la matrice est faible, le contenu d'une précipitation est rapidement disponible et déterminante pour l'écoulement (Cosandey et Robinson, 2002). Il est également reconnu dans la littérature que les secteurs avec affleurements rocheux non fracturés présentent des taux d'infiltration généralement faibles (Champoux et Toutant, 1988; Kirkby, 1988; Knighton, 1998), voire imperméable si la géologie est de granit ou shale.

La topographie

Peu importe la nature du dépôt, la topographie jouera un rôle significatif dans l'acheminement de l'eau vers les cours d'eau. Les secteurs à topographie prononcée présentent un système d'écoulement local dominant alors que les secteurs au relief plat comportent un système d'écoulement régional dominant (Sophocleous, 2002). En effet, une topographie prononcée déservira une petite superficie, souvent caractérisée par la présence de ravinement et d'un style fluvial de cascade, alors qu'un relief plat déservira une grande superficie, généralement caractérisée par un style fluvial à méandre.

La végétation

Le rôle de la végétation est difficile à cerner puisqu'elle est liée au climat régional et au type de sol (Knighton, 1998). L'influence de la végétation sur la réponse hydrologique se fait sentir en fonction du stade de développement végétal (Horton, 1933; Bouchet 1963; Champoux et Toutant, 1988; Bradshaw *et al.*, 2007), puisque c'est au moment de croissance maximale des feuilles que l'interception des précipitations est la plus importante (Champoux et Toutant, 1988). Le stade de développement végétal (Annexe B) est directement lié à la région et à la période de l'année (Horton 1933; Champoux et Toutant, 1988; Parent-Lacharité et Sirois, communication personnelle). Le rôle principal de la végétation dans le contrôle hydrologique est celui d'intercepteur. L'eau interceptée n'atteint pas le sol et elle retourne à l'atmosphère par évaporation (Champoux et Toutant, 1988; Kirkby, 1988; Knighton, 1998). La transpiration des plantes additionnée au phénomène d'évaporation se nomme évapotranspiration (Smith et Smith, 2001). Ce phénomène est un mécanisme de transition se produisant sur l'ensemble de la superficie du bassin versant et représente une perte nette pour le réseau hydrographique (Knighton, 1998). Selon les résultats d'études de Horton (1933), présentés dans le tableau de Champoux et Toutant (1988), la végétation intercepte de 29% à 48% des précipitations et la saisonnalité fait varier d'environ 10% l'interception par les feuillus alors que les conifères sont peu affectés. De plus, plus le couvert végétal est dense, plus grande est l'interception. Elle est généralement à son maximum à proximité du tronc et diminue en s'en éloignant. L'interception par la végétation d'une précipitation inférieure à 3mm sera de 40% à 100%. Pour une quantité précipitée supérieure à 10mm, la capacité d'interception végétale est dépassée et c'est alors 10% à 40% qui seront interceptés. Ces valeurs s'entendent avec celles de Wood (2006) qui affirme qu'entre 1,7 et 2 mm de pluie sont interceptés par la canopée.

Le réseau hydrographique

Les caractéristiques géométriques d'un réseau hydrographique peuvent aussi jouer sur la réponse hydrologique (Lighthill et Whitman, 1955; Degoutte, 2008). Ces caractéristiques

sont le résultat d'une évolution complexe intégrant la géologie, la physiographie, la météorologie et l'histoire quaternaire récente d'une région (Knighton, 1998; Degoutte, 2008). Ces caractéristiques peuvent s'exprimer, entre autres, par le rapport de bifurcation, la densité de drainage et la circularité (coefficient de Gravélius). La figure 1-5 permet de décrire, à l'aide de bassins versants fictifs, le temps de concentration selon la géométrie des bassins versants et de leur réseau hydrographique, dans une situation où la précipitation se produit simultanément sur l'ensemble du *bassin versant*. Le BV_Long a un coefficient de Gravélius approximatif de 1,5. En fonction de l'endroit où la pluie va tomber en périphérie du bassin versant, bien que pour atteindre le chenal principal, les tributaires aient une longueur similaire, la trajectoire totale pour atteindre l'exutoire est fortement différente selon le tributaire drainant l'écoulement. C'est pourquoi le limnigramme à l'exutoire présentera un front doux et un lent retour au niveau de base. Le BV_Rond a un coefficient de Gravélius approximatif de 1. En fonction de l'endroit où la pluie va tomber en périphérie du bassin versant, les chenaux sont sensiblement de la même longueur pour atteindre l'exutoire. Donc, les gouttes tombant en périphérie du bassin versant atteindront l'exutoire sensiblement au même moment. Le limnigramme à l'exutoire présentera alors un front abrupt et un rapide retour au niveau de base.

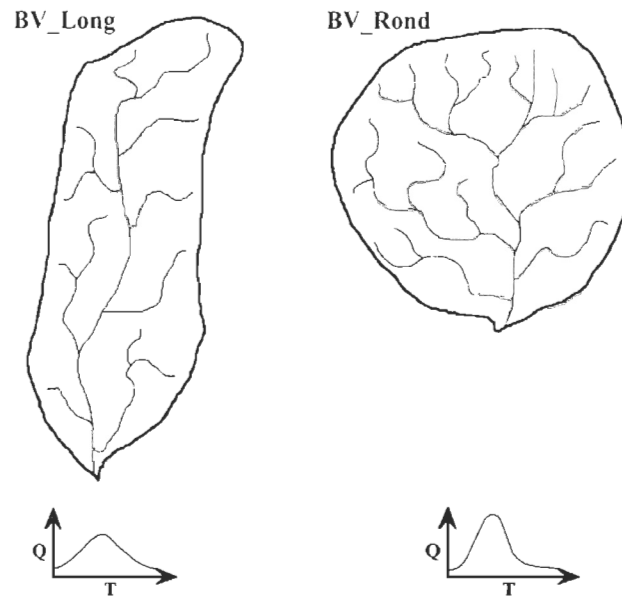


Figure 1-5 Effets de la physionomie du bassin versant et de sa circularité sur la réponse hydrologique. Approximation du coefficient de Gravélius de BV_Long = 1,5; BV_Rond = 1. Sources : Lighthill et Whitman (1955); Degoutte (2008).

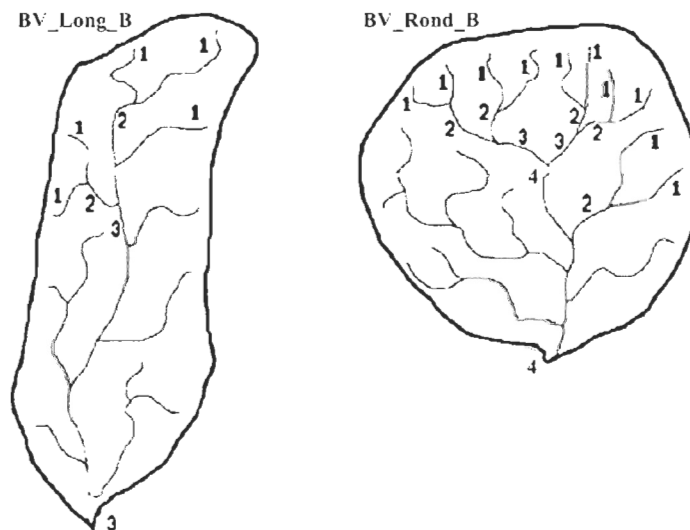


Figure 1-6 Effets de la physionomie du bassin versant et de sa circularité sur la quantification des ordres de Strahler sur un bassin versant. A) Bassin versant à faible circularité B) Bassin versant circulaire. Sources : Lighthill et Whitman (1955); Degoutte (2008)

Il y a une différence dans l'organisation hydrographique des bassins versants en fonction de leur circularité. En exemple, un bassin versant circulaire aura tendance à atteindre un ordre de Strahler, méthode de classification du réseau hydrographique, supérieur à celui d'un bassin versant de faible circularité (Fig. 1-6) (Lighthill et Whitman, 1955; Degoutte, 2008).

1.4 Les types d'écoulement et la réponse hydrologique

Quelles que soient les conditions hydrométéorologiques, l'eau dans le bassin versant peut s'écouler vers l'aval selon des routes différentes. On reconnaît généralement trois grands types d'écoulement contribuant au drainage : l'écoulement de surface, l'écoulement souterrain et l'écoulement en chenaux (Horton, 1933; Kirkby, 1988; Knighton, 1998; Lamagat *et al.*, 1993). Bien qu'ils soient distincts, ces écoulements se combinent et interagissent pour contribuer à la réponse hydrologique (Kirkby, 1988; Knighton, 1998). Ces types d'écoulement suivent des routes distinctes qui atténuent et retardent l'écoulement à différentes échelles. Une connaissance de ces mécanismes et de leur importance relative dans un bassin versant est capitale pour comprendre et mieux cerner la réponse hydrologique d'un bassin versant (Kirkby, 1988).

Écoulement de surface

Deux processus distincts alimentent l'écoulement ou ruissellement de surface: l'écoulement d'Horton et l'écoulement de saturation. Puisqu'ils sont fortement liés aux propriétés du sol, à la topographie et au climat, l'importance relative de chacun peut varier fortement. L'écoulement de Horton se produit lorsque l'intensité d'une précipitation est supérieure à la capacité d'infiltration du sol. Il est principalement associé aux zones arides ou semi-arides (Knighton, 1998). L'écoulement de saturation survient lorsqu'une zone se sature en eau du bas vers le haut. Cet écoulement comporte alors à la fois une contribution de l'écoulement de retour et de l'écoulement sur surface saturée. L'écoulement de retour consiste en l'expulsion par le sol du surplus d'eau. Il se produit au contact d'une zone saturée où l'épaisseur et la

perméabilité du sol diminuent vers l'aval. L'écoulement sur surface saturée consiste en une accumulation d'eau en surface puis un ruissellement se produisant lorsque le sol est complètement saturée (Kirkby, 1988; Knighton, 1998; Kusumastuti *et al.*, 2007). La capacité d'infiltration tend à diminuer avec la durée d'un évènement, ainsi les conditions deviennent plus propices à développer de l'écoulement de saturation. Le bas des vallées concaves présentent des zones préférentielles pour ce type d'écoulement (Knighton, 1998). De plus, par la faiblesse de l'infiltration sur les secteurs à affleurements rocheux, les conditions sont plus adéquates pour générer de l'écoulement de surface (Champoux et Toutant, 1988; Kirkby, 1988; Knighton, 1998). C'est pourquoi, le type de réponse hydrologique associé à l'écoulement Hortonien subit peu de diffusion donc, présente un front abrupt et un rapide retour au niveau de base (Kirkby, 1988).

Écoulement souterrain

L'écoulement souterrain est le mécanisme de drainage qui se produit dans la matrice du sol, soutenu par les conditions antécédentes en fonction du climat, du type de sol, de la fréquence, de l'intensité et de la durée des précipitations (Uchida, 1999; Kusumastuti *et al.*, 2007). Il est accru durant la saison estivale, puisque le sol est dégelé (Kirkby, 1988) et que les activités végétale, faunique et autres types de perforations du sol augmentent la capacité d'infiltration (Horton, 1933). Lors d'une précipitation, une partie de l'eau s'infiltré et percole dans le sol pour alimenter le réseau souterrain, contribuant ainsi au drainage d'un bassin versant (Hewlett et Hibbert 1967; Kirkby, 1988). En tout point, à la surface ou dans le sol d'un versant, le déplacement de l'eau est géré par la gravité ou par la pression de l'eau. L'écoulement d'infiltration correspond au cumulatif des interactions entre la percolation d'un fluide selon la gravité, sa viscosité, la conductivité hydraulique du sol et la porosité de ce dernier.

Sur une surface avec des précipitations uniformes, l'infiltration est verticale. En raison de facteurs tels la teneur en eau et de densité de la matrice du sol, la conductivité hydraulique

verticale décroît avec la profondeur (Kirkby, 1988; Knighton, 1998; Cosandey et Robinson, 2002). Bien que la gravité soit la force qui gère l'infiltration et ainsi l'attire verticalement, dans trois situations, l'infiltration peut devenir latérale (Kirkby, 1988) :

- 1) L'eau atteint une zone où le sol est saturé par le débit vertical lié au dépassement du taux de percolation vers le bas;
- 2) L'eau de percolation atteint une nappe perchée ou une zone saturée;
- 3) L'eau atteint un sol où la conductivité hydraulique latérale est supérieure à la conductivité hydraulique verticale.

Ces situations d'écoulement latéral sont critiques pour l'hydrologie des versants puisqu'elles redirige constamment l'écoulement vers l'aval et le chenal (Champoux et Toutant, 1988; Kirkby, 1988; Knighton, 1998) et produisent un réapprovisionnement du chenal par la nappe phréatique (Kirkby, 1988; Knighton, 1998).

Il y a une possibilité d'infiltration en tout point sous une précipitation et la distinction des mouvements de l'eau dans le sol est présentée par un front distinct entre sols d'humidité différente. Si la percolation est assez rapide, le contenu en humidité tend à augmenter jusqu'à saturation (Kirkby, 1988; Knighton, 1998). Une saturation ou presque du sol fait suite au passage de ce front (Kirkby, 1988; Rousseau *et al.*, 2004). Les irrégularités de surface canalisent l'écoulement vers des dépressions et des bassins de surface se forment. Ainsi, la topographie influence la variation de la profondeur de l'infiltration, phénomène qui se poursuit jusqu'à l'épuisement de l'eau de surface (Champoux et Toutant, 1988; Kirkby, 1988; Knighton, 1998). Il se produit un assèchement de la matrice dans les secteurs de pente convexes et une concentration de l'humidité dans les secteurs concaves (Araud et Champredonde, 2007). Par pression hydrostatique, le déficit hydrologique tend à se réduire vers les sites en aval (Kirkby, 1988) tout en expulsant l'eau de précipitations précédentes,

nommée vieille eau (Knighton, 1998; William *et al.*, 2002). Cette convergence de l'écoulement souterrain peut significativement augmenter la vitesse de drainage (Knighton, 1998) tout en alimentant la nappe phréatique (Champoux et Toutant, 1988; Knighton, 1998). Immédiatement après une précipitation, la nappe phréatique est chargée et proximale à la surface et se distancie de la surface avec le temps (Horton, 1933). Lorsque la couche saturée est de faible profondeur, il se produit une augmentation de l'évaporation (Kirkby, 1988). Ces zones saturées subissent alors de grandes variations dans leur taille et leur extension selon les saisons et les événements (Knighton, 1998). De plus, fortement liée à l'intensité du rayonnement solaire et à la proximité de la surface de la nappe phréatique (Bouchet, 1963), l'évaporation produite sur la superficie totale du bassin versant est nettement accrue d'où la perte importante d'eau du contenu du sol (Kirkby, 1988; Laglaine *et al.*, 1994; Knighton, 1998; Cosandey et Robinson, 2002; Rousseau *et al.*, 2004). Au-dessus de la nappe phréatique se trouve une zone d'aération où il y a des interstices dans la matrice du sol; sous l'effet de la pression hydrostatique, ces interstices peuvent contenir de l'air ou un mélange d'eau et d'air. C'est donc une zone humide mais non saturée. L'eau de la zone entre la surface du sol et le niveau de la nappe phréatique est dite eau vadose. Cette distance entre la nappe phréatique et la surface régule, en partie, l'évaporation (Champoux et Toutant, 1988).

La dynamique de l'écoulement souterrain en fonction de la porosité de la matrice est bien comprise grâce à la *loi de Darcy* (Cosandey et Robinson, 2002). En effet, là où les pores sont aléatoirement interconnectés, l'écoulement total peut en être décrit avec satisfaction. Toutefois la présence de macropores, de conduites souterraines naturelles et de perturbations par la faune (Kirkby, 1988) n'est pas considérée dans la *loi de Darcy*. Ces chaînes de macropores connectées, développées en parallèle près de la surface du sol, sont communément trouvées dans les versants (Knighton, 1998; Uchida, 1999; Rousseau *et al.*, 2004) et jouent un rôle important dans le mouvement latéral de l'eau des versants forestiers. Ces interstices sont non capillaires et permettent une dérivation significative de l'écoulement. Ils peuvent agir en réseau dendritique, apportant une grande proportion de l'écoulement total des versants vers un nombre relativement limité de conduites d'infiltration. Procurant une route de dérivation pour l'eau des zones saturées, le réseau de conduites souterraines peut

transporter l'eau à des vitesses pouvant atteindre celles des chenaux ouverts (Kirkby, 1988). Étant des zones préférentielles d'écoulement, des liens clairs y ont été établis avec l'initiation de l'écoulement en chenaux (Knighton, 1998). Ainsi, la réponse hydrologique des versants reflète l'interaction des variables hydrométéorologiques avec les propriétés de ce réseau largement invisible (Kirkby, 1988).

Écoulement en chenaux

L'écoulement en chenaux représente la partie visible du réseau hydrographique. Cette dernière représente le cumulatif des interactions des mécanismes d'écoulement, des variables environnementales, des variables hydrométéorologiques et de la saisonnalité (Knighton, 1998, Musy, 2010). C'est donc principalement sur l'écoulement en chenal que la réponse hydrologique se visualise et se quantifie (Fig 1-2). L'écoulement dans un chenal est fonction de la pente, de la rugosité et de la profondeur de l'écoulement (Knighton, 1998). L'équation de Manning (1) exprimant la vitesse d'un écoulement dans un chenal comporte ces trois variables principales :

$$U = K * R^{2/3} * i^{1/2} \quad (1)$$

U = vitesse moyenne en m/s;

K = rayon hydraulique;

K = coefficient d'ajustement;

i = pente de la ligne d'énergie, souvent assimilée à la pente de la surface libre

La pente et la profondeur d'écoulement sont facilement évaluées à l'aide de mesures topographiques. La pente du chenal est l'expression de la force de gravité agissant sur la masse d'eau présente dans le chenal. Une pente forte évacue plus rapidement l'eau du système qu'une pente faible (Araud et Champredonde, 2007). En tombant sur un sommet, la précipitation va se disperser en s'éloignant de plus en plus, atténuant ainsi la réponse hydrographique, alors qu'en s'écoulant dans un ravinement, elle convergera et concentrera l'écoulement vers une réponse hydrographique quantifiable. De plus, les irrégularités

topographiques concentrent l'écoulement vers les talwegs et parfois canalisent l'écoulement vers des secteurs qui amoindrissent l'effet d'une crue tels des bassins, réservoirs (Champoux et Toutant, 1988; Kirkby, 1988; Knighton, 1998; Sophocleous, 2002; Assani *et al.*, 2007; Degoutte, 2008) ou champs d'inondation (Degoutte, 2008). La vitesse de l'écoulement est cependant fortement fonction de la résistance à l'écoulement exprimée par la rugosité du chenal.

La rugosité (N) du chenal demeure une variable difficile à quantifier. Pour évaluer la rugosité de chenaux, Manning a développé un indice se basant sur une évaluation d'éléments contribuant à différentes échelles à la rugosité du chenal : les matériaux, le degré d'irrégularité, la variation de la section transversale, les effets relatifs des obstacles et la végétation (Annexe C). Avec la variation de ces éléments dans un milieu naturel, la rugosité présente une forte variabilité entre les sections transversales d'un cours d'eau (Kavvas et Govindaraju, 1991, Moussa et Bocquillon, 1996). De plus, en fonction des variations saisonnières et événementielles, il se produit un changement du niveau de surface (Hart et Long, 1990; Kirkby, 1988; Knighton, 1998; Assani *et al.*, 2007; Kusumastuti et al, 2007). Ainsi, la variation du débit, et du même coup du niveau de surface, génère une variation de la rugosité. En effet, le changement de niveau de surface modifie le rayon hydraulique du chenal et avec lui, les obstacles à l'écoulement ne sont plus les mêmes (Moussa et Bocquillon, 2000). De plus, chaque tronçon de cours d'eau peut être composé de sous-sections distinctes, à rugosité distincte selon la hauteur d'eau du chenal (Moussa et Bocquillon, 1996; Ponce *et al.*, 1996; Moussa et Bocquillon, 2000; Kusumastuti et al, 2007). Les sections latérales contiennent généralement plus d'obstacles, principalement associés à la végétation, que la section du lit du chenal (Fig. 1-7). Ainsi, la proportion d'écoulement du débit par la section chenal est plus importante que celle des sous-sections latérales (Moussa et Bocquillon, 2000) ; les secteurs inondables diffusent ainsi l'effet d'une crue (Knighton, 1998; Degoutte, 2008).

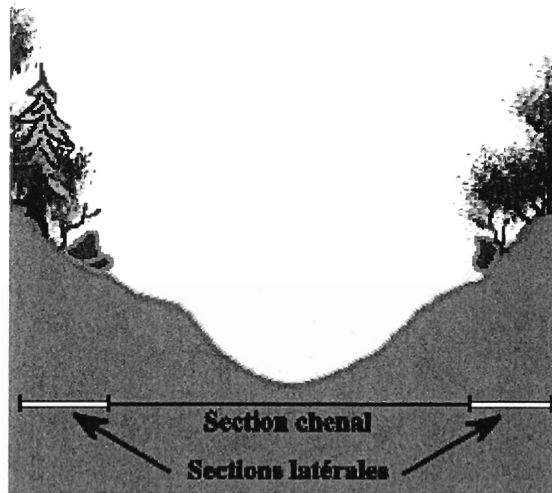


Figure 1-7 Visualisation des différences de sections de rugosité d'un chenal.
Source : Moussa et Bocquillon (2000)

L'équation de Manning permet de comprendre les facteurs de contrôle des vitesses d'écoulement en chenaux. Les vitesses d'écoulement en chenaux peuvent expliquer en partie la propagation d'une onde de crue (Knighton, 1998; Dooge et Bruen, 2005), néanmoins la propagation d'une onde de crue n'est pas que le résultat de la vitesse de l'écoulement dans le chenal. En effet, la propagation de l'onde de crue est fortement liée au type d'onde qui caractérise la cohérence spatiale des hauteurs limnimétriques enregistrées en différents points le long d'un corridor fluvial. Il importe maintenant de décrire les différents types d'onde pour mieux cerner les processus responsables de leur propagation.

1.5 Définition des types d'ondes de crue

Il importe, pour mieux cerner les facteurs pouvant contribuer à la propagation d'une onde de crue, de définir la notion d'onde de crue mais surtout de bien identifier les types d'ondes pouvant s'exprimer dans un corridor fluvial. Une onde est avant tout une oscillation de pression soutenue avec une amplitude et une longueur (Clarke, 1969); plus simplement,

L'onde est un signal directionnel et reconnaissable qui se déplace avec une vitesse identifiable (Thual, 2008). Dans cette étude l'onde étudiée se produit en milieu fluvial et elle est le reflet de la progression dans le corridor d'une amplitude que l'on peut mesurer par le niveau d'eau. En d'autres mots, c'est la réponse hydrologique analysée en plusieurs points le long du corridor fluvial. On peut appeler cette onde : onde de crue, onde fluviale ou onde limnimétrique. La nature de l'onde de crue est influencée par les variables environnementales et les types d'écoulement jouant sur la réponse hydrologique. Elle comporte plusieurs caractéristiques qu'il importe de bien définir pour mieux quantifier l'influence des variables de contrôle sur sa propagation.

L'onde de crue comporte deux ondes : une onde de profondeur et une onde de vitesse (Mishra et Seth, 2009). Lors du passage de ces ondes, les caractéristiques de l'écoulement telles la vitesse, la profondeur, la pente de surface (Mujumbar, 2001; Araud et Champredonde, 2007) et la rugosité (Moussa et Bocquillon, 1996; Ponce *et al.*, 1996; Kusumastuti *et al.*, 2007) varient graduellement, même très rapidement (Araud et Champredonde, 2007). Le passage d'une onde de crue sur un site spécifique se dévoile par le gonflement du cours d'eau suite à une précipitation et par la convergence du ruissellement le long du corridor fluvial. Avant la réponse hydrologique à une précipitation, la pente de surface d'écoulement, le débit et les vitesses de l'écoulement sont relativement constants. Le début de la crue est caractérisé par une augmentation de la pente de surface (Araud et Champredonde, 2007), une hausse du débit et de la vitesse moyenne de l'écoulement (Lighthill et Whitman, 1955; Araud et Champredonde, 2007; Degoutte, 2008). Considérant la friction avec le lit de la rivière, l'intumescence se déplacera plus rapidement en surface qu'en profondeur (Lighthill et Whitman, 1955; Araud et Champredonde, 2007; Degoutte, 2008). Lorsqu'une onde de crue passe, les frottements sur la paroi du chenal prélèvent de l'énergie cinétique à l'écoulement, ce qui le ralentit produisant une augmentation de la hauteur d'eau et une diminution du nombre de Froude (Araud et Champredonde, 2007), la valeur adimensionnel associée à l'énergie cinématique de l'écoulement (Degoutte, 2008). Le front de l'onde subit alors une compression (Lighthill et Whitman, 1955; Araud et Champredonde, 2007; Degoutte, 2008; Thual, 2008), ce qui implique que pour un niveau limnimétrique

identique le débit est plus important en période ascendante que descendante (Fig.1-1) (Lighthill et Whitman, 1955; Lamagat *et al.*, 1993; Mujumbar, 2001; Bruen et Dooge, 2007; Degoutte, 2008). Ce processus explique la forme asymétrique d'un hydrogramme de crue comportant en général un front abrupt et un retour au niveau de base par une pente de surface d'écoulement plus douce (Lighthill et Whitman, 1955; Lamagat *et al.*, 1993; Mujumbar, 2001; Bruen et Dooge, 2007; Degoutte, 2008). Le débit de pointe se discerne par une rupture de pente nette entre la hausse et la baisse du niveau limnimétrique. À la suite du passage du débit de pointe, le débit et la vitesse de l'écoulement diminuent (Araud et Champredonde, 2007). Ainsi, l'ampleur de l'ajustement du rayon hydraulique sera fonction du rapport d'encaissement et influencera l'écoulement et le type d'onde à considérer (Moussa et Bocquillon, 2000).

Plusieurs ondes peuvent descendre un chenal au même moment. Elles peuvent s'amalgamer, se chevaucher ou se dépasser en fonction de leur vitesse individuelle de propagation (Lighthill et Whitman, 1955). Après le passage d'une crue, l'écoulement se stabilise à un état d'équilibre correspondant aux conditions concordantes de l'écoulement (Horton, 1933).

Les ondes fluviales peuvent appartenir à trois grands types d'onde selon la nature des processus qui ont cours. Elles peuvent ainsi être de type cinématique, diffusive, ou dynamique. Le tableau 1-1 résume les caractéristiques et les limites de ces types d'ondes et les sections qui suivent décrivent leurs principales différences.

Tableau 1-1 Caractéristiques des types d'ondes fluviales et leurs caractéristiques.

(Tableau présenté à la page suivante)

Sources : Horton (1933); Lighthill et Whitman (1955); Ponce and Simons (1977); USDA (1986); Ponce (1991); Lamagat *et al.*, (1993); Laglaine (1994); Moussa (1996); Moussa et Bocquillon (1996); Ponce *et al.*, (1996); Knighton (1998); Moussa et Bocquillon (2000); Mujumbar (2001); Tsai (2005); Dooge et Bruen (2005); Tsai et Yang (2005); Anderson *et al.*, (2006); Araud et Champredonde (2007); Degoutte (2008); Thual (2008); Mishra et Seth (2009) *(page suivante)*.

Onde de crue	Sens de propagation	Hystérésis	Étendue de Froude	Caractéristiques de l'onde de propagation	Limites
Onde cinématique	Unidirectionnelle : de l'amont vers l'aval	Forte	[0; 0.247]	Conservation de l'amplitude. Conservation de la variance. S'applique mieux aux petits bassins versants. S'applique mieux aux pentes prononcées Vitesse de propagation égale à la vitesse du courant	Sans intrants significatifs sur le segment. Aucune variation significative de la rugosité. Les termes d'accélération et de pression négligés. Ne considère pas l'eau de refoulement.
Onde de diffusion	Unidirectionnelle : de l'amont vers l'aval	Moyenne	[0.247; 0.462]	Diminution de l'amplitude. Augmentation de la variance. S'applique mieux aux pentes faibles Vitesse de propagation égale à la vitesse du courant Variation possible de l'amplitude.	Ne considère pas les intrants et extrants.
Onde dynamique	Bidirectionnelle : de l'amont vers l'aval ou de l'aval vers l'amont	Faible	≤ 0.462	Variation possible de la variance. S'applique mieux aux grands bassins versants. S'applique mieux aux pentes faibles Vitesse de propagation distinct de la vitesse du courant	Considère les intrants et extrants.

1.5.1 L'onde cinématique

Le mot cinématique pour décrire l'onde hydrologique réfère aux études du mouvement (Lighthill et Whitman, 1955; Mujumbar, 2001) où les processus d'accélération, de pression (Lighthill et Whitman, 1955; Moussa, 1996; Tsai, 2005; Tsai et Yang, 2005), de l'effet de l'eau de refoulement (Tsai et Yang, 2005) et de la composante inertielle sont trop faibles pour être d'une importance pratique (Ponce, 1991). Une onde, pour être dite cinématique, doit subir peu de modifications de son état initial lors de son déplacement. Aussi, elle aura une forte *hystérésis* (Mishra et Seth, 2009). Mishra et Seth (2009) appliquent le concept d'hystérésis à une onde pour décrire l'intensité de la modification de l'onde par une cause extérieure avant son retour à la forme initiale. L'onde cinématique est représentée par la translation de l'intumescence sur le chenal (Dooge et Bruen, 2005; Thual, 2008) dont les caractéristiques risquent d'être rencontrées principalement sur les chenaux à forte pente et dans les petits bassins versants (Mishra et Seth, 2009) où, les processus gérant l'écoulement de base présente un écoulement uniforme et constant (Lamagat *et al.*, 1993; Moussa et Bocquillon, 2000; Mujumbar, 2001; Ponce *et al.*, 2003). Pour être cinématique, une onde de crue ne peut résulter d'apports ou extraction de quantités d'eau à l'intérieur de la section dans laquelle elle se propage (intrants ou extrants significatifs). En rivière, l'onde cinématique correspond donc au déplacement d'une même masse d'eau le long d'un corridor fluvial, sa vitesse étant liée à celle de l'écoulement (Thual, 2008). C'est pourquoi elle conserve sa forme, n'est pas réfléchive ou dispersive et est unidirectionnelle de l'amont vers l'aval (Fig. 1-8) (Lighthill et Whitman, 1955; Thual, 2008).

Les conditions menant à une onde cinématique sont difficiles à retrouver en milieux naturels puisque qu'elles impliquent une rugosité relativement constante et des intrants et extrants négligeables (Lighthill et Whitman, 1955; Mishra et Seth, 2009). Cependant, certaines conditions comme une crue soudaine ou un bris de barrage peuvent favoriser l'apparition d'ondes de crue cinématiques (Lighthill et Whitman, 1955).

- 1) La présence de berges à rugosité relativement homogène, telles une falaise, une digue ou un remblai en lit majeur, limitant ou supprimant les amortissements dus à l'étalement de la crue (Degoutte, 2008; Mishra et Seth, 2009).
- 2) Un apport hydrologique soudain provenant d'un bris de barrage (Mishra et Seth, 2009) ou de la concentration d'une pluie de tempête sur un territoire aride, peut ainsi former un front quasi vertical de l'onde de crue et prendre alors l'appellation de choc cinématique (Horton, 1933; Lighthill et Whitman, 1955).

L'onde cinématique s'avère être une balance entre la diffusion de l'onde par le chenal et la compression des particules sur le front qui cherchent à générer un choc cinématique (Lighthill et Whitman, 1955).

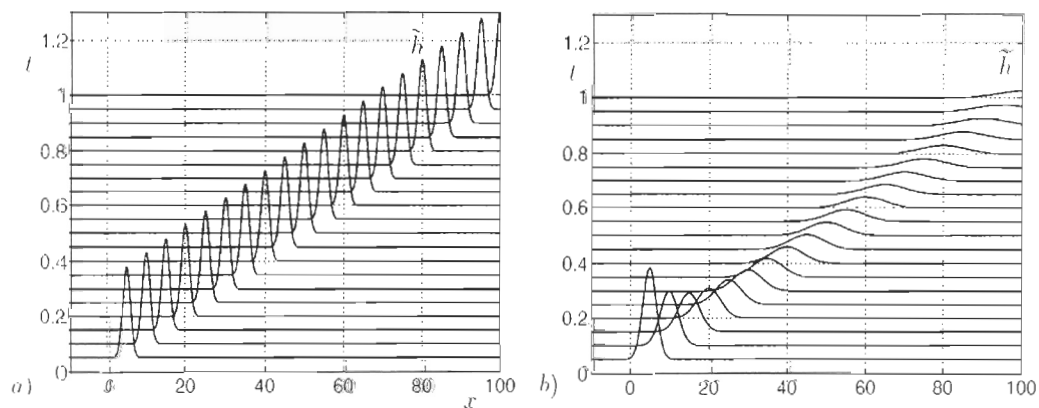


Figure 1-8 Exemple du déplacement d'une onde cinématique et d'une onde de diffusion. La représentation est faite en fonction du temps et de la distance. L'onde cinématique est symbolisée par la figure a, et l'onde de diffusion est symbolisée par la figure b.
Source : Thual (2008)

1.5.2 L'onde de diffusion

Lorsque la profondeur et le débit du front de l'onde changent avec le temps et l'espace, une onde dite de diffusion survient (Mujumbar, 2001; Degoutte, 2008; Thual, 2008). Le signal d'une onde de diffusion de l'amont vers l'aval concorde avec une augmentation de la variance de la longueur d'onde et une diminution de la magnitude maximale du niveau d'eau (Fig. 1-8) (Mujumbar, 2001; Degoutte, 2008; Thual, 2008). Les effets de diffusion surviennent par la dépendance des propriétés de l'écoulement aux conditions du chenal (Lighthill et Whitman, 1955; Ponce and Simons, 1977; Moussa et Bocquillon, 1996; Ponce *et al.*, 1996; Moussa et Bocquillon, 2000; Tsai, 2005; Thual, 2008). Ce type d'onde s'applique mieux dans les chenaux à faible pente (Moussa et Bocquillon, 2000; Degoutte, 2008; Thual, 2008; Mishra et Seth, 2009). Cette relation d'atténuation semble être spécifique aux rivières et caractérise généralement bien les ondes de crues (Anderson *et al.*, 2006; Mishra et Seth, 2009). À l'instar de l'onde cinétique, l'onde de diffusion ne possède pas d'intrants ou extrants significatifs, le déplacement de l'onde suit une masse d'eau et sa propagation est donc sensiblement la même que la vitesse moyenne de l'écoulement avec un sens de l'amont vers l'aval (Thual, 2008). L'hystérésis de l'onde de diffusion est moyenne; après modification, suite à une cause extérieure, bien que l'onde tende vers la conservation de ses caractéristiques, elle subit un changement notable et permanent de sa forme (Mishra et Seth, 2009). Le rôle du bassin versant est de filtrer et d'atténuer le signal de la précipitation (Lighthill et Whitman, 1955; Struthers et M. Sivapalan, 2007). Ce signal soumis à l'écoulement subit l'effet de la rugosité en tous points de sa course, ayant pour effet de diminuer la magnitude de la crue en la diffusant et ainsi transformer l'onde cinématique en onde de diffusion (Degoutte, 2008; Thual, 2008).

1.5.3 L'onde dynamique

L'onde dynamique considère à la fois la rugosité et les intrants et extrants hydrologiques. Elle n'a pas de direction spécifique à son déplacement puisqu'elle est le résultat de la complexité environnementale (Lighthill et Whitman, 1955; Ponce, 1991; Lamagat *et al.*, 1993). Selon Mishra et Seth (2009), le concept d'onde dynamique s'applique mieux sur les chenaux à faible pente et aux grands bassins versants (Mishra et Seth, 2009).

Les variables environnementales influencent, à différents degrés, la concentration de l'écoulement mais seule la condition amont fixe l'écoulement suite à la concentration des écoulements en fond de thalweg. Toutefois, la dynamique de concentration de l'écoulement se fait en fonction de la distribution des tributaires et le temps de concentration est fonction de la longueur des chenaux (Laglaine *et al.*, 1994). La concentration de l'écoulement se produit également par infiltration en milieu souterrain (Kirkby, 1988; Sophocleous, 2002; Rezzoug *et al.*, 2005) et par interception sur la végétation (Horton, 1933; Champoux et Toutant, 1988; Wood, 2006), ce qui génère une diffusion de la réponse hydrologique. De plus, les écoulements subissent des perturbations dues aux activités humaines (Bouchet, 1963; USDA, 1986; Hannaford et Marsh, 2006; Assani *et al.*, 2007; Bradshaw *et al.*, 2007). Par l'interdépendance de ces variables environnementales sur l'écoulement, les intrants et extrants produisent un forçage aléatoire sur onde de crue (Kavvas et Govindaraju, 1991). Un intrant latéral significatif peut masquer l'atténuation et la dispersion de l'onde de crue (Moussa, 1996). Puisque l'eau s'accumule en provenance des versants amonts par effets cumulés plus on se rapproche de l'exutoire il se produit une concentration de l'écoulement provoquant de ce fait une augmentation du débit (USDA, 1986; Knighton, 1998; Araud et Champredonde, 2007), ce qui augmente du même coup la vitesse de propagation de l'onde de crue (Lighthill et Whitman, 1955). Ainsi, avec une série de tributaires associée à l'écoulement en chenaux naturels, le cumulatif des débits des tributaires va modifier les caractéristiques de l'onde fluviale en produisant une augmentation progressive dans le débit du chenal principal (Lighthill et Whitman, 1955). Cet apport des tributaires sur l'écoulement peut générer des effets de refoulement et d'accélération (Tsai et Yang, 2005). Si l'écoulement

possède un nombre de Froude inférieur à 1, un tributaire influencera le refoulement directement en amont de la jonction (Lighthill et Whitman, 1955; Knighton, 1998). Par contre, si l'écoulement du chenal principal possède un nombre de Froude supérieur ou égal à 1, le tributaire n'aura pas d'influence sur le secteur amont de la jonction (Lighthill et Whitman, 1955; Knighton, 1998).

Plus l'expansion ou la contraction de l'onde due à la perte ou au gain d'énergie par les variables environnementales est élevée, plus le concept d'onde dynamique s'applique. De plus, et ceci est particulièrement important : **l'onde dynamique n'est pas rattachée au déplacement d'une masse d'eau spécifique**. Cette condition explique que la vitesse de propagation d'une onde de crue (POC) est distincte de la vitesse du courant (Lighthill et Whitman, 1955; Thual, 2008). Dans certains cas, la vitesse de propagation peut même être négative, comme nous le verrons plus loin. Puisque l'onde dynamique n'a pas tendance à maintenir sa forme et ses caractéristiques suite aux interactions avec son environnement, elle a donc une faible hystérésis (Mishra et Seth, 2009). En milieu naturel, l'influence des variables environnementales se produit constamment. Ainsi, une onde de crue peut se modifier de l'amont vers l'aval, et passer d'onde cinématique à onde de diffusion, et éventuellement subir suffisamment de modification pour alors être caractérisée d'onde dynamique (Lighthill et Whitman, 1955; Mishra et Seth, 2009).

La pente a également une influence sur la concentration de l'écoulement. En effet, une pente forte évacue plus rapidement l'eau du système et concentre l'écoulement dans un talweg par des apports sur les deux côtés de ce dernier, d'où l'influence directe de la topographie sur le type d'onde généré (Araud et Champredonde, 2007).

Il est possible que les caractéristiques d'une onde dynamique correspondent à celles de variance, de magnitude ou de vitesse des ondes cinématiques ou de diffusions. Toutefois, si cette situation est rencontrée dans l'onde dynamique, ce ne sera qu'une coïncidence. À noter

que si la source de propagation disparaît, l'onde continue de se propager (Zaikin et Zhabotinsky, 1970). De plus, selon Ponce (1991), malgré la nature dynamique d'une onde fluviale, dans un milieu d'eau peu profonde où la diffusion de l'onde est élevée, il est préférable de décrire la POC en fonction des caractéristiques de l'onde de diffusion.

1.6 La propagation d'une onde de crue (POC)

Les processus naturels liés à la dynamique fluviale ont laissé des traces à travers les époques par la présence d'éléments morphologiques fluviaux tels que des deltas, plaines alluviales ou autres. Ce sont des signes indéniables que cette dynamique a un impact sur notre environnement (Tsai, 2005). L'augmentation des connaissances sur la dynamique fluviale en milieux naturels permet l'amélioration d'outils de gestion tels que la courbe de tarage, l'anticipation de l'écoulement et les simulations (Cosandey et Robinson, 2000). C'est pourquoi, comprendre la POC est essentielle puisque ses caractéristiques, principalement sa célérité, jouent sur le temps de réaction d'une communauté face à l'aléa inondation, ce qui peut alors exacerber les dégâts (MSC, 2009).

La POC est le reflet du déplacement d'un gonflement du niveau de surface d'écoulement le long d'un corridor fluvial. Elle souligne que la crue est un signal fluvial reconnaissable, en état d'équilibre entre les forces de gravité, de friction, de pression et d'inertie (Ponce *et al.*, 2003; Thual, 2008), se déplaçant à une vitesse identifiable (Thual, 2008). La POC peut être caractérisée à partir des amplitudes maximales d'une série spatiale de limnigrammes ou d'hydrogrammes (Fig. 1-3). Une régression des moindres carrés entre le moment où survient la magnitude maximale de l'hydrogramme et la position de l'hydrogramme le long du corridor fluvial permet de déterminer trois paramètres propres à la propagation d'une onde de crue : le sens, la vitesse et la cohérence (Fig. 1-3; Annexe D). Ces trois caractéristiques sont également des indices permettant de cibler le type d'onde fluviale qui est généré (Tab. 1-1). En effet, les ondes cinématique et de diffusion se distinguent principalement par la variabilité

de leur longueur d'onde et de la magnitude durant la propagation de l'amont vers l'aval. Quant à l'onde dynamique, certains critères associés à ses caractéristiques sont sans équivoque :

- 1) la vitesse de cette onde est distincte de celle du courant;
- 2) le sens de propagation peut se faire dans les deux directions soit amont-aval ou aval-amont.

En fonction des variables environnementales, la célérité de l'onde dynamique peut être supérieure, égale ou inférieure à la vitesse d'écoulement. Elle est supérieure quand la moyenne de célérité de l'onde augmente avec la concentration d'écoulement de ses tributaires (Lighthill et Whitman, 1955) et il est même possible que le passage de l'onde se produise au même moment sur des sites distants (Lamagat *et al.*, 1993).

Peu d'études ont cherché à comprendre la propagation des ondes de crue. En milieux naturels, les interactions entre les variables environnementales et la POC sont complexes (Lamagat *et al.*, 1993). Sa variance de longueur d'onde et son amplitude correspondent généralement aux caractéristiques de l'onde de diffusion (Tab 1-1; Fig. 3-4) (Mujumbar, 2001). L'analyse de la propagation d'une crue est généralement mieux définie sur des petits bassins versants puisque que les variabilités spatio-temporelles des précipitations sont moins grandes. En effet, Petrow *et al.*, (2007) montrent la différence spatiale de l'écoulement se produisant sur les tributaires d'un bassin versant. Cette différence est due à la variabilité spatio-temporelle des variables hydrométéorologiques (Cunderlink et Burn, 2002) et aux disparités géographiques telle l'altitude (Gagnon, 1970; Petrow *et al.*, 2007). Ces observations concordent avec celles faites sur le territoire nord de la Gaspésie où la disparité hydrométéorologique se fait sentir rapidement (Gagnon, 1970).

1.7 Objectif de la recherche

Les parties précédentes ont souligné l'importance de bien comprendre les deux composantes de la réponse hydrologique (forme et propagation de l'onde de crue) pour la gestion des risques d'inondation dans les corridors fluviaux. Il est apparu que peu d'études se sont penchées sur la propagation de l'onde de crue et que l'on connaît encore mal le rôle des variables environnementales sur les caractéristiques de cette propagation. Dans ces perspectives, l'objectif principal de cette étude est d'examiner l'influence des variables environnementales sur la propagation de l'onde de crue (POC) d'un cours d'eau montagnard du nord de la Gaspésie. L'atteinte de l'objectif visé se fera par le biais de deux sous-objectifs :

- 1) Quantifier les caractéristiques de la propagation de plusieurs ondes de crues dans un bassin versant montagnard de la Gaspésie soit : la date d'occurrence, la direction, la vitesse et la cohérence. Ces données permettent l'observation de la variabilité des caractéristiques de POC.
- 2) Décrire la variabilité des caractéristiques (jour julien, vitesse et cohérence) de POC en tenant compte des variables environnementales hydrométéorologiques et physiques du bassin versant.

L'étude consiste à faire une analyse statistique des caractéristiques de plusieurs POC pour mieux comprendre le rôle des variables environnementales sur l'onde de crue et la réponse hydrologique d'un *bassin versant* montagnard. Ces objectifs nous permettront de discuter de l'applicabilité des résultats statistiques pour l'intégration des variables environnementales dans la gestion des risques naturels en relation avec la POC. En conséquence, les résultats de cette étude pourraient éclairer la prise de décisions pour la mise en place de plans d'urgence et la gestion des aléas fluviaux dans les petits bassins versants de la Gaspésie.

CHAPITRE II

SITE D'ÉTUDE, OUTILS ET MÉTHODES

Cette section comporte les descriptifs et les explications sur le site d'étude, les outils utilisés et les méthodes appliquées à la collecte et au traitement des données.

2.1 Description du site d'étude

La rivière à Pierre, située sur la rive nord de la péninsule gaspésienne, a été retenue pour l'étude (Fig. 2-1). Elle se jette dans le fleuve Saint-Laurent dans la municipalité de Mont-Saint-Pierre, à 50 kilomètres à l'est de la ville de Sainte-Anne-des-Monts. Cette rivière couvre un bassin versant de près de 170 km², d'une forme générale deux fois plus longue que large et fait 1020 m de dénivellation. Le bassin versant de la rivière à Pierre, par sa formation géologique et pédologique (Tab 2-1; Fig. 2-2 et 2-4), son historique glaciaire (Fulton, 1989; Héту et Gray, 1985; Héту et Gray, 2000; Richard et Labelle, 1989; Richard *et al.*, 1997), son climat maritime tempéré froid (Gagnon, 1970), sa végétation, sa proximité de la mer, sa géométrie et son réseau de drainage (Tab. 2-2 à 2-4) est représentatif du secteur nord gaspésien.

La toponymie officielle de cette rivière est *Mont-Saint-Pierre*. Cependant, suite à de nombreuses discussions avec les gens de ce village, le nom de cette rivière est confus et, elle porte différents noms : Mont-Saint-Pierre ; Saint-Pierre ; à Pierre. Au laboratoire de

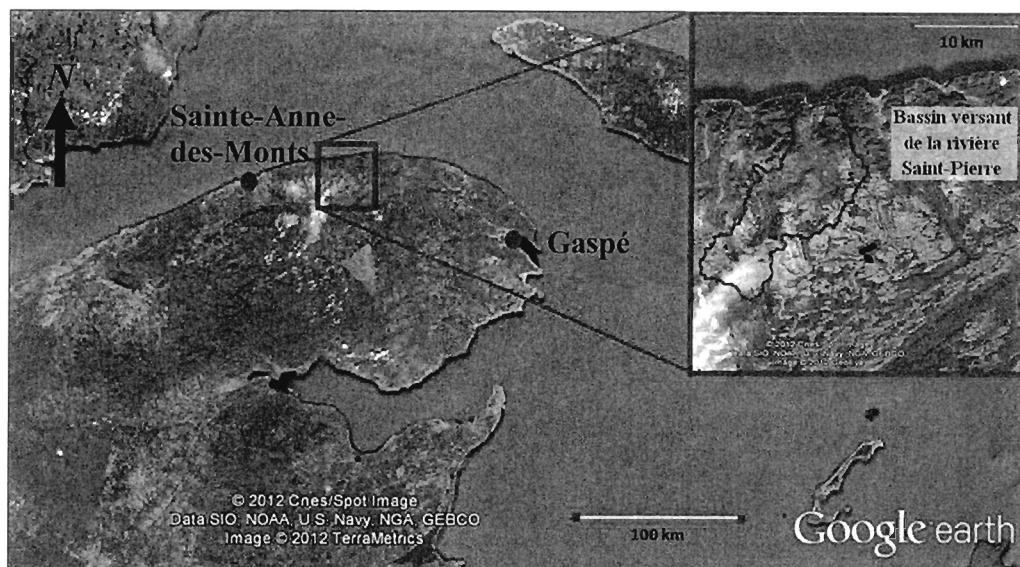


Figure 2-1 Carte de localisation du bassin versant de la rivière à Pierre.

Source : Google earth (2012) est utilisé pour le fond de cette carte.

géomorphologie fluviale de l'UQAR, le nom communément utilisé pour parler de cette rivière est : rivière à *Pierre*. C'est donc le toponyme qui est utilisé dans cette étude.

La région est située dans la province géologique des Appalaches. Les sources et l'écoulement du bassin versant se produit sur deux types de formations géologiques du paléozoïques dont la première est intrusive magmatique granitique (Fig. 2-2, #86) et la deuxième est sédimentaires, principalement composée de shale, grès et calcaire gréseux (Fig. 2-2, #73) (Hétu et Gray, 2000; MRNF, 2002). On retrouve également une oréole métamorphique d'une largeur d'environ 2 km en périphérie de la formation intrusive magmatique granitique (Bédard et David, 1991). La lithologie de ce territoire est caractérisée par la présence de dépôts du quaternaire, d'alluvions post-glaciaires anciens et récents et de cônes de déjections (Tab. 2-1; Fig 2-4) (MÉR, 1975). Dans les secteurs en altitude, la roche mère se situe principalement sous un till dont l'épaisseur est de moins de 50 cm (Hétu et Gray, 2000). La topographie générale présente des plateaux, des pentes abruptes et la vallée de la rivière à Pierre (Fig. 2-5). De ce fait, chaque divisions du bassin versant à l'étude (Fig. 2-3) comportent des caractéristiques physiques qui lui sont spécifiques.

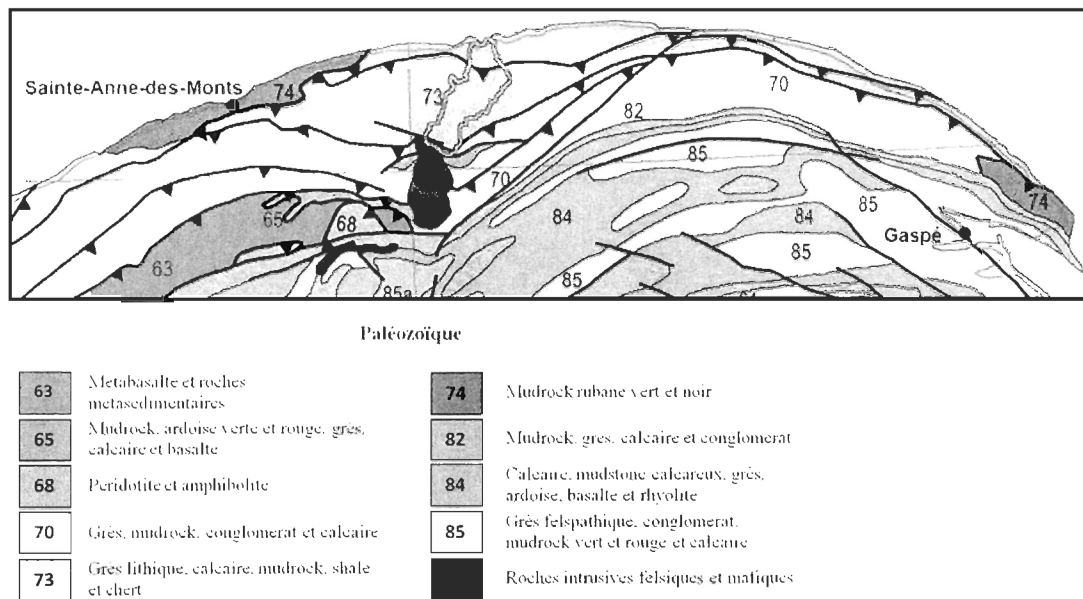


Figure 2-2 Carte de la géologie du nord de la Gaspésie. Positionnement des unités géologiques du nord de la Gaspésie et du bassin versant de la rivière à Pierre (en bleu).

Source : MRNF, Carte géologique du Québec, Édition 2002

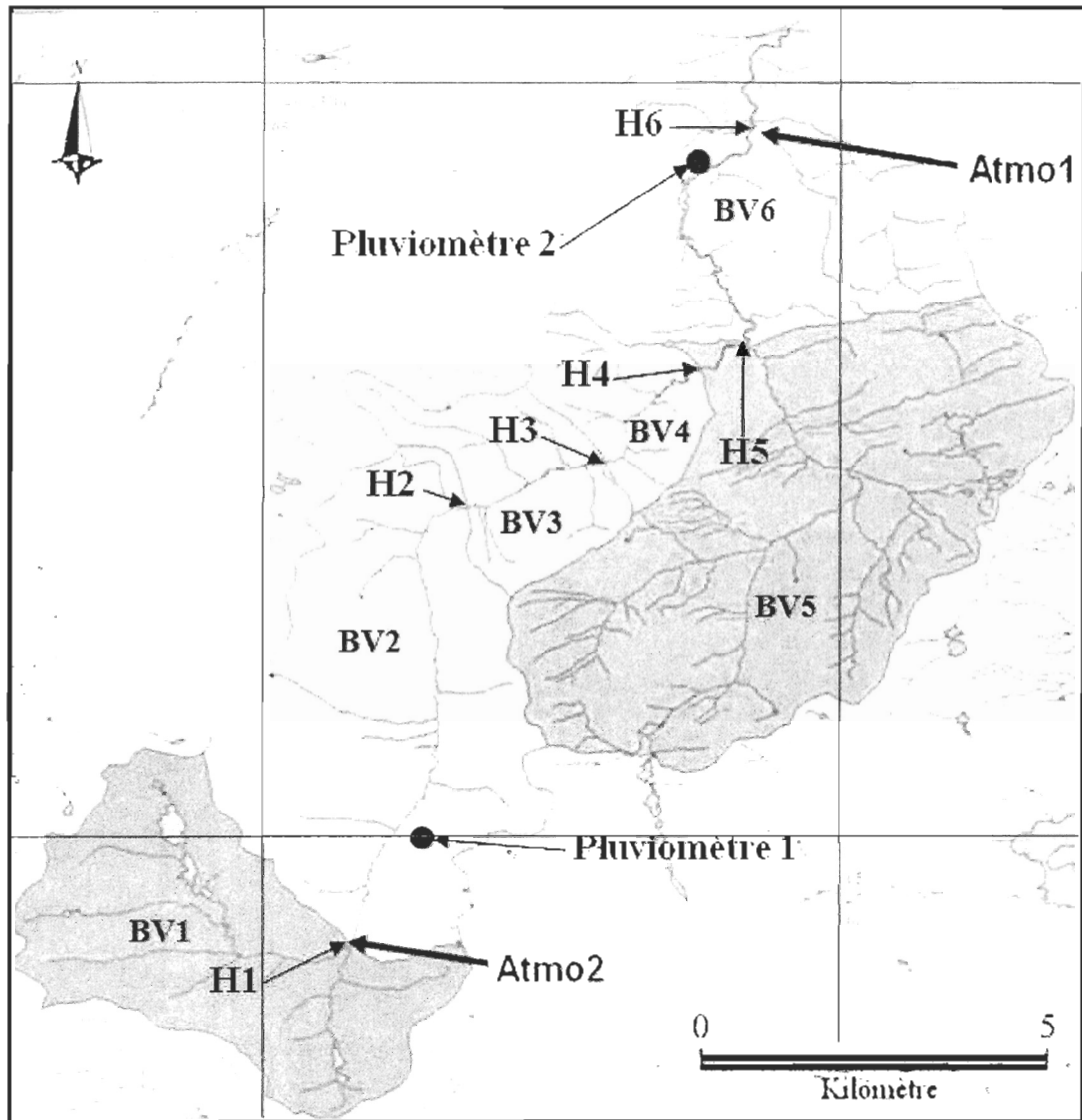


Figure 2-3 Positionnement de l'instrumentation et identification des sous-bassins versants sur le bassin versant de la rivière à Pierre.

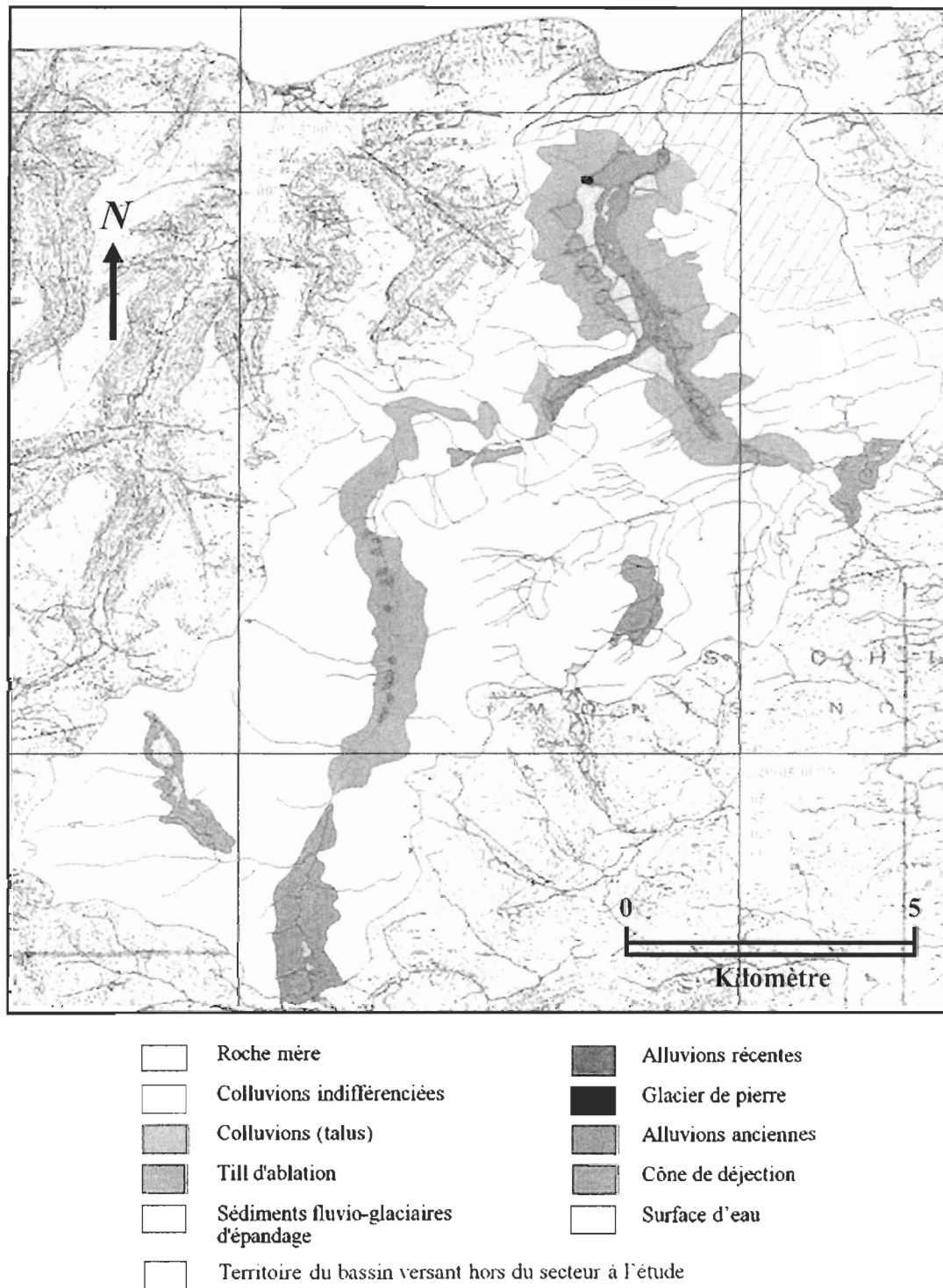


Figure 2-4 Répartition des unités quaternaires du territoire d'étude.
Source : MÉR (1975)

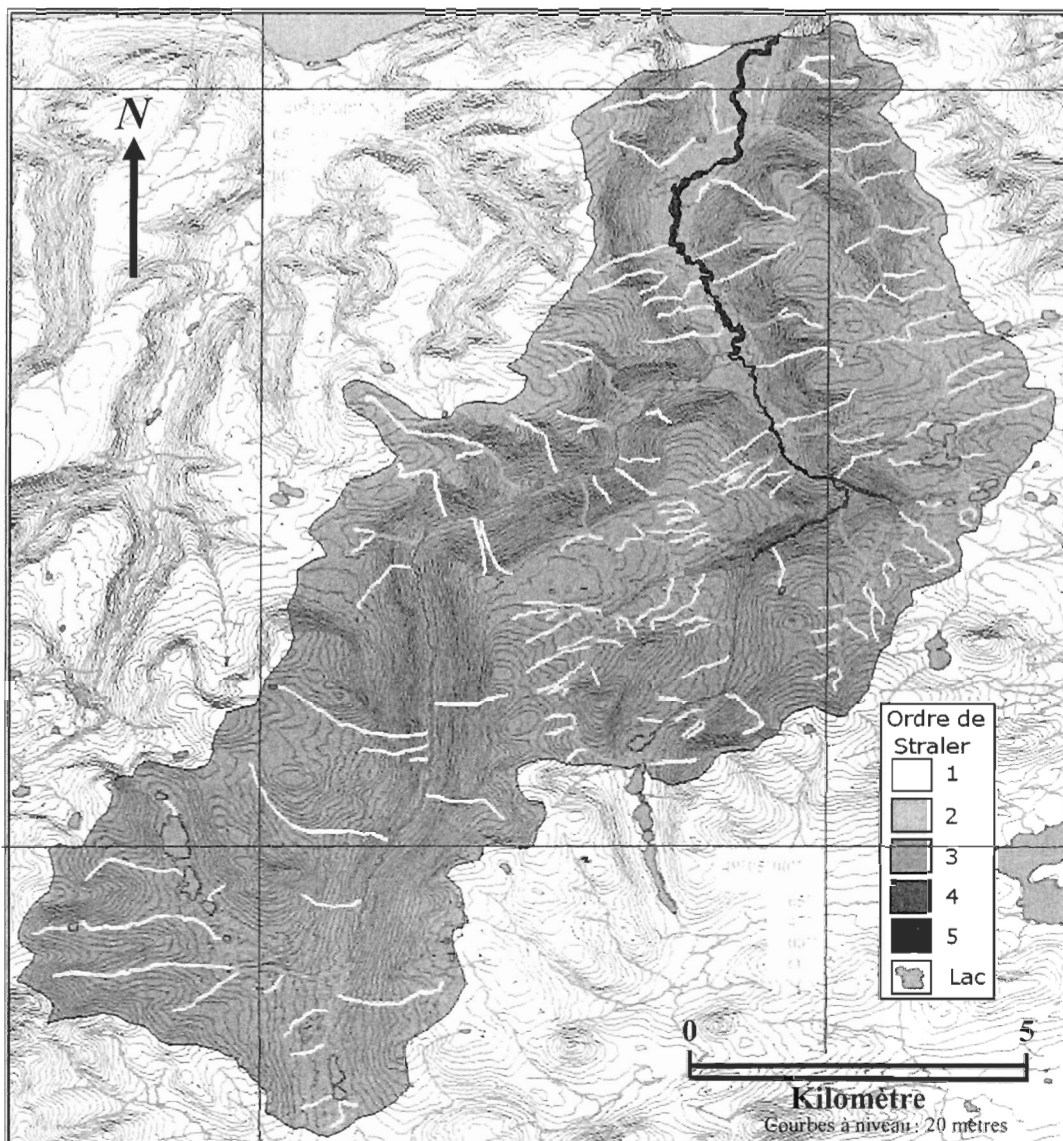


Figure 2-5 Topographie, réseau hydrographique et ordre de Strahler du bassin versant de rivière à Pierre.

Source : MRNF, 2008, fichier cartographique, MTM, 1 :50 000

La figure 2-6 présente le profil en long de la rivière à Pierre. Le profil présente une concavité prononcée avec une diminution de la pente de l'amont vers l'aval, passant de $0,06^\circ$ à H1 à $0,002^\circ$ à H6, pour une tendance générale du chenal d'étude d'environ $0,02^\circ$. Bien qu'il y ait de nombreuses chutes à même le chenal principal, une seule brisure de pente est notable et elle se situe à environ 2 km de la source à une altitude de 730 m.

Les tableaux 2-2 à 2-4 présentent les caractéristiques physiques du réseau de drainage du bassin versant principal et de ses principaux sous-bassins versants. Selon Knighton (1998) et comme nous l'avons vu précédemment, l'analyse du réseau de drainage est la base pour comprendre les effets du contrôle de l'environnement sur le système fluvial. Le tableau 2-3 expose les ordres de Strahler des sous-bassins alors que le tableau 2-4 présente les longueurs moyennes des tributaires selon les ordres Strahler. L'observation de la carte topographique (Fig. 2-5) expose une tendance, de l'amont vers l'aval, vers une diminution de l'encaissement du chenal, ce qui génère une augmentation de la possibilité d'étendue inondable. Malgré cet élargissement de la vallée, les sites réservoirs tels les lacs, étangs et milieux humides sont peu présents sur le secteur aval. La superficie totale des lacs et milieux humides est de 119 hectares, ce qui représente $0,77\%$ de la superficie du bassin versant. Sur le territoire d'étude, 21 milieux humides sont répartis et couvrent 27 hectares, dont le plus grand est de 4 hectares. Ils se situent tous entre les altitudes de 440 m et 820 m et sont adjacents à des tributaires d'ordre 1 pour 86% et d'ordre 2 pour 14% . Les 30 lacs et étangs présents totalisent 92 hectares de superficie, dont le plus grand est de 26 hectares. Treize d'entre eux ont des superficies supérieures à 1 hectare et se situent entre les altitudes de 420 m et 820 m. Ils sont alimentés essentiellement par des tributaires d'ordre 1 et 2. Ainsi, sur la totalité du bassin versant, ces réservoirs sont petits et en marge du chenal principal. Par conséquent, leur influence comme effet réservoir est marginal. Considérant que la présence de réservoirs naturels réduit la magnitude d'une crue en aval (Bruen et Dooge, 2007; Degoutte, 2008), ce détail prend de l'importance dans le choix du bassin versant de la rivière à Pierre puisque cela permet de marginaliser l'effet réservoir et capitaliser sur l'écoulement en chenaux.

Plusieurs raisons suggèrent que le bassin versant de la rivière à Pierre est approprié pour mener une étude sur la POC. D'abord, il est de taille moyenne et ceci simplifie la complexité de la réponse hydrologique. En effet, la disparité des modes d'écoulement entre les tributaires d'un même bassin augmente de manière significative avec la taille d'un bassin versant. Ensuite, il présente une couverture végétale arborescente sur l'ensemble de sa surface. L'hétérogénéité d'une couverture végétale complexifie également la réponse hydrologique (Morell et al, 1999; Anderson *et al.*, 2006; Corey *et al.*, 2007). Une partie des plateaux est soumise aux coupes forestières, mais à l'échelle temporelle de l'étude, cette superficie progressivement changeante de la couverture végétale est considérée insuffisante pour nuire aux résultats de l'analyse. Finalement, tel que présenté plus haut, il comporte une roche mère dominante et peu de superficie pour les lacs, étangs et milieux humides. Ces éléments entraînent une simplification dans la variabilité des divers modes de transferts hydrologiques. Ainsi, bien que le bassin versant de la rivière à Pierre soit considéré de taille moyenne, son analyse demeure très pertinente car il est représentatif des bassins versants du nord de la Gaspésie. De plus, les précipitations liquides peuvent potentiellement se produire 12 mois par année (Environnement Canada, 2011).

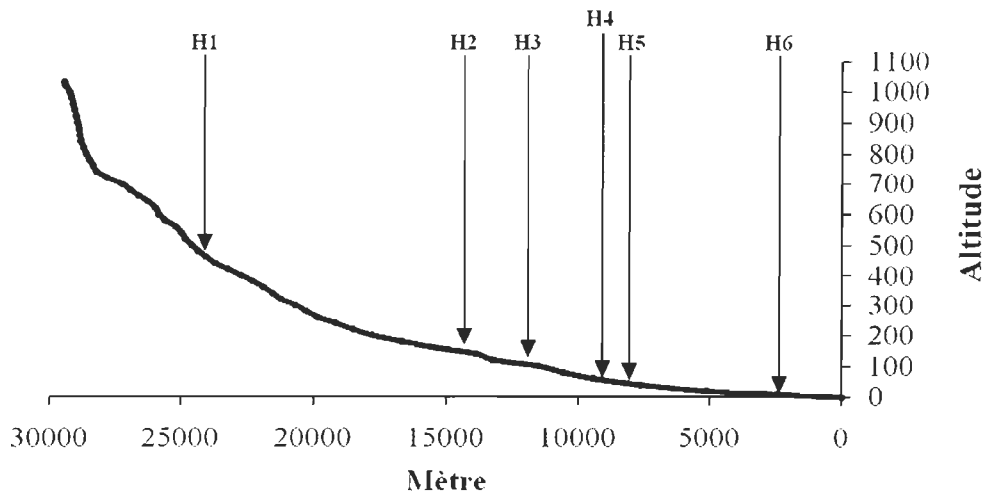


Figure 2-6 Pente du chenal de la rivière à Pierre.
Le positionnement des capteurs de pression est également représenté par les symboles H1 à H6.

Tableau 2-2 Caractéristiques morphométriques des sous-bassins versants à l'étude du bassin versant de la rivière à Pierre.

Caractéristiques	Sous-bassin versant					
	1	2	3	4	5	6
Longueur (km)	6,8	13,1	14,5	16,0	16,4	20,3
Largeur (km)	5,3	6,8	9,3	9,3	9,3	9,3
Périmètre (km)	27,1	41,0	48,7	54,2	68,3	74,3
Superficie (km ²)	28,4	66,1	76,2	85,5	136,1	153,8
Longueur du chenal principal (km)	11,1	19,8	22,1	27,0	28,0	33,0

Tableau 2-3 Présentation des ordres fluviaux de Strahler.

Les ordres fluviaux de Strahler sont calculés pour chaque sous-bassins versants de la rivière à Pierre et sur son bassin versant total.

Sous-bassins versants	Ordre fluvial				
	1	2	3	4	5
BV1	13	2	1	-	-
BV2	24	3	1	-	-
BV3	32	5	1	-	-
BV4	40	7	1	-	-
BV5	106	23	5	2	1
BV6	119	26	5	2	1
BV total	132	28	5	2	1

Tableau 2-4 Longueur moyenne des ordres fluviaux des tributaires de la rivière à Pierre.

Ces valeurs sont calculées en considérant la dénivellation.

Sous-bassins versants	Ordre fluvial				
	1	2	3	4	5
BV1	1071	2298	100	N/A	N/A
BV2	1334	1844	8785	N/A	N/A
BV3	1294	1584	11070	N/A	N/A
BV4	1233	1389	15985	N/A	N/A
BV5	1026	1386	5375	2069	4171
BV6	1081	1305	5375	2069	9232
BV total	1091	1409	5375	2069	11602

2.2 Limnigrammes et capteurs de pression

Dans cette étude, la mesure de la réponse hydrologique se fait à l'aide d'analyses des niveaux d'eau provenant d'une série de limnigrammes. Les hauteurs d'eau ont été mesurées à l'aide de capteurs de pression Hoboware, modèle HOB0 - U20-001-01. Les capteurs de pression sont installés dans un tuyau ABS ancré dans ou sur la berge (Fig. 2-7). De cette façon, ils

mesurent la fluctuation réelle du niveau d'eau et non une fluctuation éphémère liée au passage d'une vague. Huit capteurs de pression sont utilisés pour mesurer les fluctuations dans les hauteurs d'eau. Toutefois, la limite aval du site d'étude n'est pas l'estuaire de la rivière puisque le capteur de pression de la limite aval aurait été soumis à l'influence des marées. Ainsi, la superficie de l'aire d'étude est de 153,8 km², ce qui représente 90,5% de la superficie totale. Les figures 2-3 et 2-6 présentent les divisions faites par le positionnement des capteurs à pression. La figure 2-8 présente des photos des sites où les capteurs de pression sont positionnés, ainsi que des exemples d'éléments ponctuels du chenal d'écoulement. Deux capteurs de pression enregistrent uniquement la pression atmosphérique alors que les six autres sont submergés et enregistrent la pression de la colonne d'eau additionnée à celle de la pression atmosphérique. Les capteurs de pression atmosphérique sont couplés aux capteurs de pression de la colonne d'eau des limites amont et aval. Ces capteurs de pression sont situés à différents endroits et altitudes sur le bassin versant à l'étude (Tab. 2-5). La position des capteurs divise le bassin versant de rivière à Pierre en six sous-bassins versants. Le choix dans le positionnement des instruments est fonction de l'accessibilité et de la représentativité des différences internes des variables environnementales d'un sous-bassin versant. Cependant, nous tentons de conserver une distance relativement similaire d'un appareil à l'autre.

Tableau 2-5 Caractéristiques associées à l'altitude des capteurs de pression. Altitude réelle et différence d'altitude entre les capteurs de pression.

Capteur de pression	H1	H2	H3	H4	H5	H6
Altitude (m)	470	150	110	60	50	10
Différence d'altitude (m)	460	140	100	50	40	0

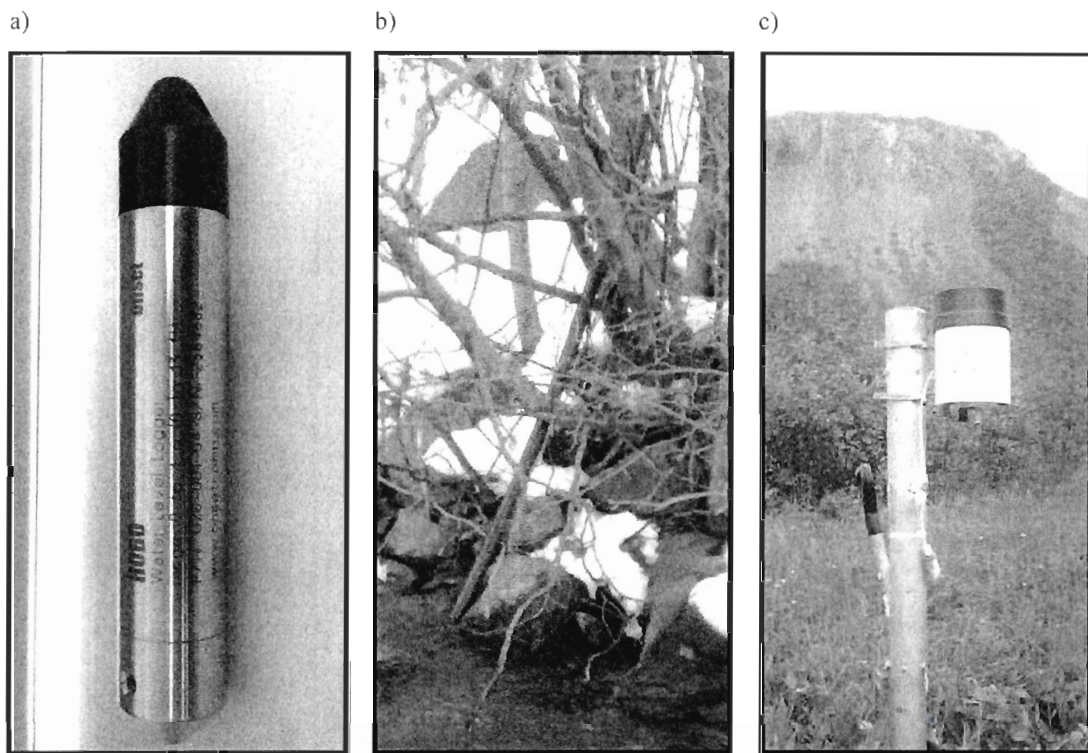


Figure 2-7 Illustration de l'instrumentation terrain et méthode de mise en place.

a) Capteur de pression b) Installation du tube ABS c) Pluviomètre

Les capteurs enregistrent une donnée à toutes les 10 minutes et la période d'échantillonnage s'étend sur une période de 15 mois, soit de juillet 2008 à septembre 2009. La période estivale est échantillonnée à deux reprises. De plus, pour des raisons saisonnières, les capteurs de pression ne sont pas fonctionnels du début décembre à la mi-avril.

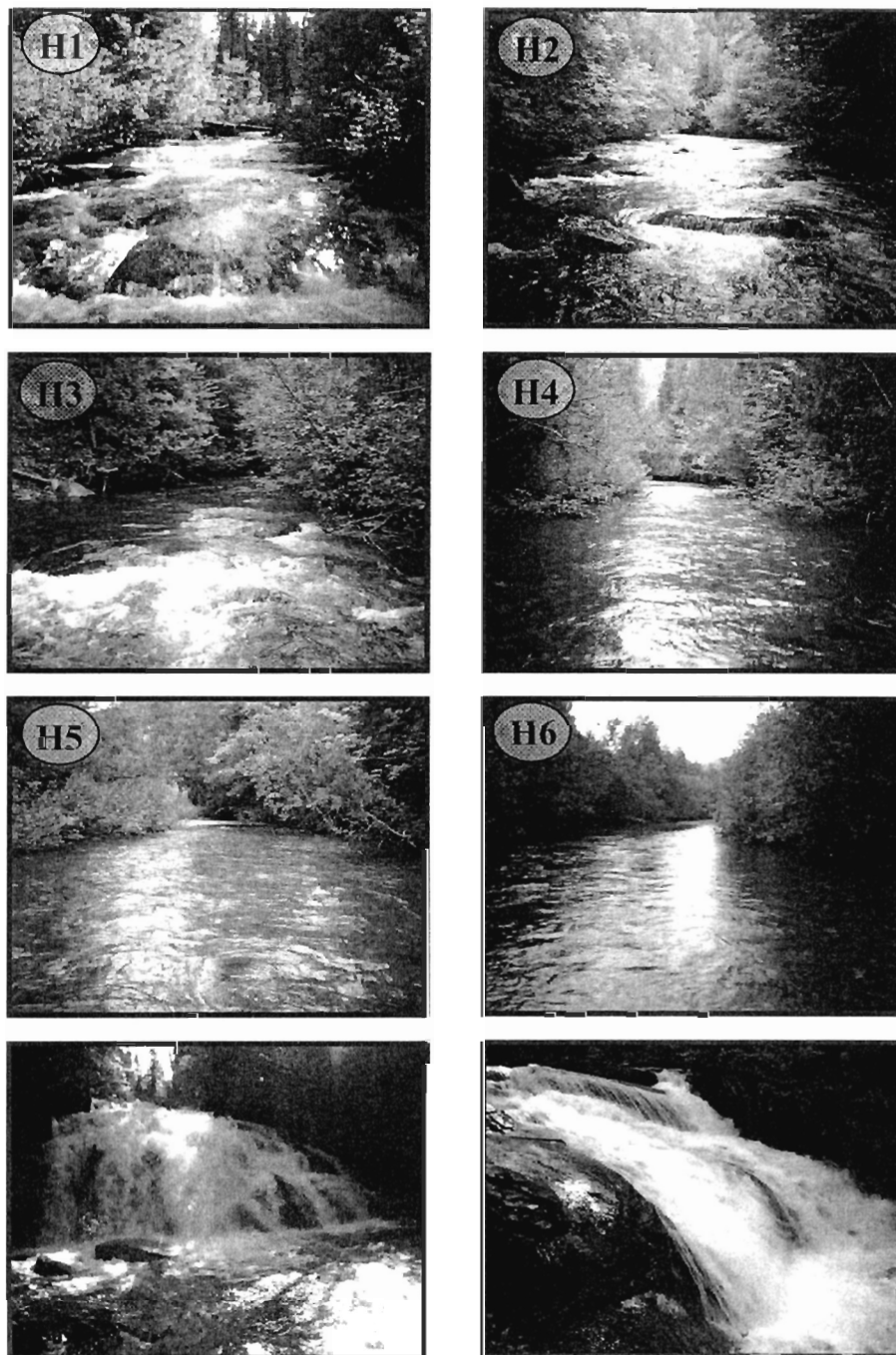


Figure 2-8 Images de la rivière à Pierre.

Ces images présentent un regard vers l'amont de la rivière à Pierre à la hauteur des capteurs de pression (fig. 2-3) ainsi que deux chutes situées sur le chenal principal en exemple de la variation des styles fluviaux.

Images : Pierre Simard, 2008-2009

L'installation et la gestion des capteurs de pression et de leurs données doivent être faites de manière rigoureuse. Les trois sections qui suivent présentent des considérations méthodologiques associées au déploiement des capteurs dans le bassin versant de la rivière à Pierre.

2.2.1 La gestion des valeurs manquantes et aberrantes

La cueillette de données se fait sur le terrain à l'aide d'un ordinateur. Il faut d'abord retirer l'instrument de la colonne d'eau avant le téléchargement pour ensuite le remettre à sa place. La manipulation des capteurs de pression lors du téléchargement des données provoque l'apparition de valeurs aberrantes à la jonction des séries de données et ces données erronées doivent être retirées. La période couverte par l'absence de données dépasse rarement une heure. Il est donc possible d'interpoler de nouvelles valeurs en fonction des valeurs limites valides ($Pr_{1,2}$) sans modifier de manière significative le signal des hauteurs d'eau. Une interpolation linéaire a été utilisée ici. La valeur de la correction (V_{corr}) est obtenue en prenant la différence entre les valeurs limites, divisée par le nombre de valeurs manquantes (n_x) plus 1 (2). Pour obtenir la valeur de correction (V_{corr}), il faut multiplier le nombre de données manquantes entre la donnée recherchée (n_y) et celle de pression connue (Pr_2). Ce résultat à additionner à la valeur limite (Pr_2) correspond alors à la valeur de la donnée interpolée (3). L'opération est ainsi répétée jusqu'à ce qu'une valeur soit attribuée à chacune des données manquantes des séries et, pour chacun des trous dans les séries de données. Ainsi, ces trous dans les séries sont remplacés par des valeurs progressives et réalistes à l'utilisation pour faire les analyses.

$$V_{corr} = (Pr_1 - Pr_2) / (n_x + 1) \quad (2)$$

$$Pr_{corr} = Pr_2 + (V_{corr} * n_y) \quad (3)$$

2.2.2 Le calcul de la hauteur d'eau

Les capteurs de pression immergés mesurent à la fois les fluctuations de la pression hydrostatique (colonne d'eau) et les fluctuations de la pression atmosphérique. Pour obtenir les fluctuations de la pression hydrostatique, il faut soustraire les valeurs des pressions atmosphériques de la valeur de pression des capteurs submergés. La valeur de pression atmosphérique est donc essentielle pour l'extraction de la valeur de la colonne d'eau et il importe de la mesurer de manière adéquate. Il est recommandé de mesurer la pression atmosphérique à chaque endroit où l'on mesure la hauteur d'eau. Ceci implique cependant que l'on ait accès à plusieurs capteurs de pression. Comme la pression atmosphérique peut être considérée homogène sur une certaine distance, il est cependant possible de minimiser le nombre de capteurs de pression atmosphérique en les positionnant adéquatement dans l'espace du bassin versant. Selon la compagnie Hoboware¹, le rayon de pertinence de l'utilisation de la pression atmosphérique enregistrée par un appareil pour appliquer la correction est de 15 km. Il est également signalé que la différence d'altitude peut influencer la justesse de la correction. Considérant les distances et les différences d'altitude, une valeur de correction de pression atmosphérique appliquée aux capteurs de pression submergés peut se calculer en prenant la différence entre les deux capteurs de pression atmosphérique ($Pr_{atmo1, 2}$) divisée par la différence d'élévation (460 m) entre ces deux capteurs. Elle correspond alors à la pression associée à un mètre d'élévation au moment de la prise de ces données ($Pr_{atmo/m}$). Dans le cas du bassin versant à l'étude, la distance séparant les capteurs de pression atmosphérique est de 16,85 km et la différence d'altitude est de 460 mètres (Fig. 2-3; Tab. 2-5). Avec 13,15 km de rayon de chevauchement pour l'application de la valeur de correction de pression, il est légitime de considérer que malgré une grande différence d'élévation, la correction de pression par le retrait d'une valeur extraite à partir des deux capteurs de pression atmosphérique appliquée aux capteurs submergés est valable.

¹ Nom du fabricant des capteurs à pression utilisés pour cette étude.

La valeur de correction peut être calculée pour chaque pas de temps (4). Les données de pression atmosphérique ne sont cependant pas complètes sur l'ensemble des séries et pour combler les valeurs manquantes de Pr_{atmo} des données de pression atmosphérique, une valeur moyenne des valeurs de pression contenues entre le 12 mai 2009 et le 30 octobre 2009 est utilisée ($Pr_{atmo/m} = 0,01168128$ kPa/m). La correction s'applique comme suit : il faut d'abord trouver la différence d'élévation du capteur de pression dont il faut corriger la série avec le capteur Atmo2. Une fois cette différence trouvée, lui additionner la valeur de Atmo2. Ensuite soustraire ce total de la valeur de pression de l'instrument utilisé à l'exutoire du sous-bassin versant où l'on désire extraire la pression de la colonne d'eau (ex : BV3). Le résultat sera la valeur corrigée de la pression de la colonne d'eau au-dessus du capteur de pression submergé (Pr_{o_Hx}) (5).

$$Pr_{atmo/m} = (Atmo1 - Atmo2) / 460m \quad (4)$$

$$Pr_{o_Hx} = H_x - (Atmo2 + Pr_{atmo/m} * diff_{m_Hx}) \quad (5)$$

Lorsque la pression liée uniquement à la colonne d'eau est obtenue, il suffit de la convertir en hauteur d'eau. La conversion de la hauteur d'eau, de kPa vers les valeurs en cm, est faite selon l'équation (6) basée sur une valeur de pression d'eau de 1g/cm. Cette valeur est celle de l'eau (H₂O) à 4°C, donc à densité maximum. Cependant, l'influence de la variation de densité de la colonne d'eau sur la pression n'est pas considérée dans cette analyse.

$$C_h \text{ cm} = Pr_{o_Hx} * 1g/cm \quad (6)$$

2.2.3 La hauteur d'eau relative

Les fluctuations des hauteurs d'eau sont exprimées en cm. L'étendue des fluctuations varie fortement selon la section transversale. Pour simplifier la représentation graphique, les données de hauteur d'eau sont converties en pourcentage de variation. Pour cela, il faut trouver la valeur maximum et minimum ($Ha_{o_Hx\max. \min}$) dans les séries de données pour chaque station et en faire la différence ($Diff_{px}$) (7). C'est la valeur minimale enregistrée du niveau de base qui est utilisée. Cette nouvelle valeur, permet de convertir la variation de hauteur d'eau en pourcentage de variation interne (P_{var}) des séries de données spécifiques à chaque appareil (8). Les valeurs sont situées entre 0 et 100 et représentent le pourcentage de variation de hauteur d'eau entre les niveaux le plus bas (0%) et le niveau le plus haut (100%).

$$Diff_{Pr_HX} = Ha_{o_Hx\max} - Ha_{o_Hx\min} \quad (7)$$

$$P_{var} = (Ha_{o_HX} - Ha_{o_Hx\min}) / Diff_{Pr_HX} * 100 \quad (8)$$

2.3 Analyse des séries spatiales de limnigrammes pour l'identification des POC

Plusieurs ondes de crues ont été enregistrées pendant la période d'étude, certaines très marquées, d'autres moins parce que les hauteurs étaient très faibles ou encore parce que certains capteurs de pression étaient par moment dysfonctionnels. Pour les fins d'analyse, on se devait de trouver des critères d'intensité pour définir un événement et, des critères méthodologiques ont été établis pour extraire les événements de POC les plus pertinents. En ce qui concerne les critères d'intensité, pour qu'une onde de crue soit considérée dans l'analyse, l'une des deux conditions suivantes devait être rencontrée lors du passage d'une intumescence fluviale : 1) un capteur de pression doit enregistrer une augmentation de plus de 10% du niveau d'eau ou 2) au moins deux capteurs de pression enregistrent une augmentation de plus de 5% du niveau d'eau. On a ainsi extrait trente sept événements répondant à l'un de ces deux critères.

Trois critères méthodologiques supplémentaires ont été établis pour permettre une analyse adéquate de la propagation des ondes de crue. D'abord, l'onde devait avoir été enregistrée par au moins quatre des six capteurs de pression pour assurer la qualité de l'analyse de régression, sans éliminer trop d'évènements causé par des trous dans les données. Trois des 37 évènements initiaux ont été écartés par cette condition. Ensuite, les données des deux pluviomètres (section 2.4.1) devaient aussi être accessibles. Puisque le pluviomètre 2 (Fig. 2-3) a été par trois fois endommagé par la faune local, des données étaient non disponibles à certaines périodes. Cinq des 34 évènements ont alors été écartés par cette condition. Finalement, le sens de propagation est également un critère de catégorisation d'évènement. Deux des 29 POC se sont propagées de l'aval vers l'amont et ont été écartées de l'analyse. Cependant, ces deux évènements sont considérés dans la discussion. Donc, au final, sur les 37 évènements identifiés à la première étape, 27 répondent aux trois critères méthodologiques essentiels à l'analyse. Pour les évènements de POC retenus, les caractéristiques suivantes sont extraites des limnigrammes de crue de chacun des capteurs de pression:

- 1) Le moment d'occurrence du pic de crue (date et minute);
- 2) La magnitude de la crue (kPa);
- 3) Le temps de montée (min).

La cohérence d'une POC est calculée par la régression faite sur le positionnement graphique des pics de crue au niveau de chaque capteur à pression pour un même évènement. Pour les besoins de l'analyse, le site H6 représente l'exutoire du terrain d'étude et prend les valeurs de 0 km et de 0 minute. En plaçant sur une figure les pics de crue des capteurs pour chaque évènement en fonction du temps et de la distance les séparant de H6, une régression linéaire est faite entre l'heure d'occurrence du pic de crue et la position des instruments le long du corridor fluvial. L'équation de la droite de régression et les coefficients permettent de caractériser les paramètres de la POC de la façon suivante :

- 1) Le sens de la propagation est donné par le signe du coefficient de pente de la droite de régression. Ce sens peut-être de l'amont vers l'aval ou de l'aval vers l'amont. Tel que mentionné, deux évènements possédaient une pente négative et seront considérés uniquement dans la discussion.
- 2) Le coefficient de pente de la droite de régression possède des unités exprimant une mesure de vitesse en km/h. Ce coefficient renseigne ainsi sur la vitesse de propagation : plus la valeur de pente est élevée, plus la propagation est rapide (V_{poc} en km/hr) (Annexe E).
- 3) La cohérence de propagation est donnée par le coefficient de détermination de la droite de régression. Le coefficient de détermination renseigne sur la proportion de variabilité du temps d'occurrence du pic de crue expliquée par la position le long du corridor fluvial d'après un modèle linéaire. Par conséquent, des valeurs élevées du coefficient de détermination sont associés à une forte linéarité de la relation, que nous identifions comme étant une forte cohérence spatiale de la POC. Des faibles valeurs du coefficient de détermination peuvent être liées à un faible ajustement linéaire ou encore à une absence de cohérence spatiale. Pour les besoins de l'analyse, la valeur retenue pour distinguer les POC cohérentes des POC incohérentes est 0,70 (R^2). De plus, quantifier l'incertitude des POC à l'aide du DDL (degré de liberté) n'est pas adéquat. En effet, les coefficients de détermination des POC ne sont pas basés sur des analyses statistiques mais sur une limite visuelle et arbitraire.

2.4 Sources et analyses des données environnementales liées au bassin versant

La revue de littérature du chapitre I a permis d'identifier les principales variables environnementales pouvant jouer un rôle sur l'onde de crue et sa propagation. Ces variables sont caractérisées comme environnementales hydrométéorologiques ou environnementales physiques. La section 2.4.1 décrit les variables hydrométéorologiques et l'instrumentation utilisés pour la collecte de données. En ce qui concerne la description des variables environnementales physiques liées au bassin versant ainsi que l'instrumentation utilisés, les explications sont dans la section 2.4.2. La section 2.4.3 donne des détails sur les valeurs à atteindre, lors d'une analyse, pour qu'un résultat soit considéré significatif.

2.4.1 Sources et analyses des données environnementales hydrométéorologiques

La caractérisation de l'hydrométéorologie consiste à une description statistique des précipitations liquides et de la présence de neige au sol. Les variables hydrométéorologiques retenues sont les précipitations, les conditions antécédentes et la présence de neige sur les sommets du bassin versant. Ces variables sont maintenant décrites et les outils utilisés pour les caractériser présentés.

Le choix des sites et leur nombre peut être problématique car les précipitations dans le nord de la Gaspésie sont très variables dans l'espace. Selon l'étude menée par Gagnon (1970), le relief nord gaspésien influence la pluviométrie et les précipitations totales s'accroissent selon une tendance de 0,25 mm/km sur les 36 premiers km séparant la côte et l'intérieur des terres. L'influence de l'altitude est cependant reconnue comme ayant le rôle principal sur la variabilité des précipitations totales. De plus, avec son climat maritime tempéré, les Chic-Chocs constituent le site du Québec méridional où le manteau nival est le plus persistant (Gagnon, 1970). C'est pourquoi, afin d'avoir une prise de données pertinente et représentative de la variabilité des précipitations, un positionnement stratégique des

pluviomètres est essentiel (Fig. 2-3). Au début de l'étude, il n'existait pas de station météorologique dans le bassin versant de la rivière à Pierre. C'est pourquoi nous avons installé des pluviomètres pour caractériser les précipitations. Lors du positionnement des instruments, les possibilités d'interception d'une précipitation par la végétation est cruciale à considérer. En général, l'interception est à son maximum à proximité du tronc et diminue en s'en éloignant (Champoux et Toutant, 1988). Il faut donc positionner les pluviomètres à une distance où la végétation aura peu d'impact sur l'interception. De plus, la chute de feuilles à l'automne peut devenir un facteur d'erreur donc, cette distance est nécessaire pour contrer cette possibilité. Puisque l'amont du bassin versant offre peu de possibilité de positionnement, la distance minimum utilisée entre la végétation et les pluviomètres, est égale à celle de la hauteur de la végétation adjacente. La résolution quantitative des pluviomètres correspond à 0,2 mm par basculement du mécanisme, et la résolution temporelle choisie correspond à un enregistrement aux 15 minutes. Il est certain que des micro-turbulences peuvent influencer la valeur réelle des précipitations. Cependant, le positionnement de l'instrumentation et la confiance dans la qualité du matériel permettent de considérer que la valeur des données recueillies est adéquate pour les analyses. Ces analyses sont basées sur les r , R^2 et *valeur-p* (KW).

Il faut également signaler qu'à trois reprises, la faune locale a endommagé le pluviomètre 2. En effet, en automne 2008, on soupçonne que c'est le passage d'un orignal, qui par deux fois, a endommagé l'instrument. De plus, en septembre 2009 un ours noir a mangé le système de saisies de données du pluviomètre 2, ce qui a mis fin à la collecte de données.

Les précipitations

Il est difficile d'établir la limite d'une précipitation significative à considérer dans l'analyse. Les normes définissant une précipitation de fortes intensités sont en effet variables selon les études. Dans l'étude de Guillaume Fortin et de Bernard Hétu (2009), par exemple, les normes définissant une précipitation significative sont de 10 mm à 30 mm en 24 hr ou, plus de 30

mm sur une période de 24 à 72 hr. Cependant, l'étude actuelle nécessite une résolution temporelle plus fine. Ici, cette valeur est fixée à 1mm en 2hr. C'est-à-dire qu'une précipitation est identifiée lorsque 1mm de pluie tombe dans une période de moins de deux heures. Aussi, une période d'accalmie d'au moins 2 heures avant et après la précipitation indique le début et la fin d'un évènement d'intérêt. Ces critères ont permis d'identifier 113 précipitations pour la période d'étude (Annexe F) et cette résolution répond au besoin de jumeler les POC aux précipitations.

Peu importe l'intrant hydrologique, il se produit un délai entre celui-ci et la réponse à l'exutoire (Knighton, 1998). Ainsi, pour considérer qu'une précipitation est l'instigatrice d'une POC, elle doit précéder l'évènement et, on fixe une limite temporelle maximale à 24 heures pour qu'elle précède une POC. De plus, les pics de crue et les temps de réponse (Fig. 1-2; 3-4) sont les éléments regardés pour associer la variation de la hauteur d'eau à une précipitation. Ils sont utilisés pour quantifier le lien qui unit la POC et le temps de réponse ainsi que pour l'analyse associée à l'identification du type d'onde fluviale. Le temps de réponse est quantifié de façon particulière dans cette étude. En effet, la pluie nette est la portion de pluie qui, une fois précipitée, contribue à l'écoulement de surface donc, à la réponse hydrologique mesurable sur le chenal (Knighton, 1998) de l'analyse d'hydrogramme de crue. Puisque moins de 5% d'une précipitation tombent directement dans les chenaux (Kirkby, 1988; Knighton, 1998), il y a toujours un délai entre l'apport hydrologique et la réponse hydrologique (Knighton, 1998). La quantification de ce délai est ce que l'on nomme le temps de réponse et débute au point central de la pluie nette pour se terminer au pic de crue. Dans le cadre de l'étude sur la rivière à Pierre, les données pour juger objectivement le centre de pluie nette ne sont pas accessibles. C'est le maximum de précipitation qui est donc utilisé comme point de départ pour le calcul du temps de réponse. Cette variable est calculée à partir de la moyenne des maximums de précipitation des pluviomètres 1 et 2 et du pic de crue à l'exutoire. C'est pourquoi, dans ce cas, on ne peut réellement parler de temps de réponse. Cependant, puisque cette méthode se rapproche de l'évaluation du temps de réponse de l'analyse conventionnelle d'hydrogramme de crue et pour une raison pratique, cette valeur prendra l'appellation de *temps de réponse*. Par conséquent, puisque l'intensité des

précipitations est soumise à la variabilité spatio-temporelle, bien que peu probable, il serait possible d'obtenir une valeur négative.

Connaître le début et la fin des précipitations à deux secteurs différents du bassin versant permet de constater la progression spatiale, temporelle et d'intensité de chacune des précipitations. Les valeurs moyennes de durée, de précipitations totales, de maximum d'intensité et des conditions antécédentes entre les pluviomètres 1 et 2 sont utilisées pour approfondir l'analyse des liens des précipitations sur la POC. Il faut d'abord déterminer la correspondance des données entre les pluviomètres. Pour ce faire, le début d'une précipitation (mm) sert d'indicateur principal de comparaison intra-événementiel afin de corroborer entre les pluviomètres le passage d'un événement sur le bassin versant et ainsi en trouver le sens de déplacement. La direction d'une précipitation se trouve en faisant la différence des heures du début d'un événement. La quantification des déplacements s'est faite sur l'axe nord/sud et, l'axe est/ouest n'a pas été considéré malgré un léger décalage des pluviomètres sur ce dernier. De plus, la distinction est/ouest n'a pas été appliquée pour quantifier le sens de déplacement puisqu'en général, l'orientation de la vallée, de l'écoulement en chenal et du positionnement des pluviomètres est approximativement sur un axe nord/sud (Fig. 2-3). Ainsi, on considère qu'une valeur positive de la différence temporelle entre les débuts des précipitations signifie que la précipitation provient du nord, donc de la mer, alors qu'une valeur négative montre une provenance du sud, c'est-à-dire des montagnes. Ensuite, les différences spatio-temporelles entre le début et la fin des précipitations enregistrée des deux pluviomètres (secteur amont/aval), permettent de décrire une précipitation selon ses caractéristiques de durée, d'intensité et de quantité précipitée, et la variabilité qui s'y rattache.

Les données pluviométriques sont également utilisées comme variable de substitution pour évaluer les conditions antécédentes. Les conditions antécédentes se calculent à partir de la date et de l'heure du pic de crue à l'exutoire (H6). Afin de mieux les comprendre, deux types

sont explorés : le nombre d'évènements de pluie des 2 semaines précédentes et les précipitations totales des 72 heures précédentes.

La saisonnalité

Les Chic-Chocs sont un des sites les plus enneigés au Québec (Gagnon, 1970; MRNC, 2003; MDDEP, 2010). Pour le secteur de Mont-Saint-Pierre, les précipitations neigeuses des années 1996 à 2005 ont une moyenne approximative de 450 cm (MDDEP, 2010), ce qui représente un réservoir perché non négligeable. Le maximum d'épaisseur du manteau nivale est atteint à la mi-mars tandis que la fonte se produit en avril et même au-delà selon l'altitude, l'exposition et d'autres caractéristiques morphologiques des versants (Fortin et Héту, 2009). Pour l'hiver 2008-2009, la couverture neigeuse sur les sommets du bassin versant de la rivière à Pierre a commencé à être persistante dès la fin novembre et a fondu principalement dans la semaine du 14 juin au 20 juin 2009. La période hivernale apporte un élément clé de l'analyse saisonnière qui consiste en la présence de neige sur les sommets du bassin versant. C'est par appréciation visuelle que la présence de neige sur les sommets est jugée suffisante pour exercer une influence sur l'écoulement. À noter que la valeur choisie est arbitraire et exploratoire. Cette quantité de neige correspond à une valeur de couverture du manteau neigeux de 25% des sommets de 800 m et plus du bassin versant. Cette variable hydrométéorologique interagit non seulement avec les précipitations mais également avec le rayonnement solaire. Elle peut donc générer un évènement de POC sous deux conditions opposées : sous la pluie et sous le soleil. De plus, sur la période de 15 mois d'échantillonnage, de novembre à avril, certains capteurs de pression étaient coincés dans la glace. Par manque de fiabilité des données, cette période ne figure donc pas dans l'analyse.

Pour la mise en graphique, un calendrier selon les jours juliens permet de situer les évènements dans le cycle annuel. Dans ce système, les divisions des saisons sont aux jours juliens 80, 174, 265 et 356 soit, proximales aux multiples de 90. Donc, pour des raisons pratiques et visuelles, ce multiple sera utilisé pour les divisions graphiques. L'analyse

saisonnière permet de distinguer s'il y a des tendances de POC à faire ressortir en fonction des périodes de l'année.

2.4.2 Description des variables environnementales physique

Au nombre de six, les variables environnementales physiques retenues pour comprendre l'onde de crue et sa propagation permettront de caractériser la variabilité des coefficients qui décrivent les événements observés. Elles sont représentées par les dépôts de surface, les pentes, le rapport de bifurcation, la densité de drainage, le coefficient de Gravélius et le stade de développement végétal. Les analyses des r associés à ces variables sont faites sur l'ensemble des données accessibles de vitesse intra-bassin versant alors que celles des R^2 sont faites sur les valeurs médianes.

Les **dépôts de surface** sont fortement associés à l'histoire glaciaire du territoire. En effet, la glaciation et la période post-glaciaire a laissée les sommets dénudés et une vallée tapissée de sédiments. Les sédiments de la vallée ont diverses origines : les sédiments post-glaciaires (pérglaciaires, glacio-marins et fluvio-glaciaires) atteignent par endroit plusieurs dizaines de mètres (Bédard et David, 1991; Héту et Gray, 2000); de cette période à aujourd'hui, il s'est produit une accumulation d'alluvions fluviaux et la construction de nombreux cônes de déjection (MÉR, 1975; Héту et Gray, 2000). En ce qui concerne les secteurs dénudés suite à la glaciation, ils ont subi la météorisation et l'accumulation de détritux végétaux formant alors un till (Bédard et David, 1991). En général, ce till est d'une épaisseur de moins de 50 cm (Héту et Gray, 2000). Les structures géologiques granitiques au sud-ouest et de shales, grès et calcaires gréseux pour le reste du territoire (Bédard et David, 1991; Héту et Gray, 2000; Carte géologique du Québec, 2002) sont considérées comme le plancher de la nappe phréatique dans cette analyse.

La cartographie de ces dépôts de surface se fait à partir de la carte *Compilation de la géologie du quaternaire* (MÉR, 1975), permettant ainsi de quantifier l'étendue des différents dépôts en amont de chaque capteur de pression. Il faut tout de même signaler que la connaissance sur les dépôts de ce territoire a augmenté dans les dernières décennies mais, pour délimiter les dépôts on s'en tient aux classifications de la carte du MÉR (1975). Cette carte permet le constat que la roche mère sous le till de faible épaisseur occupe la majorité de la superficie totale, et que la proportion qu'elle occupe diminue de H1 vers H6 (Tab. 2-1; Fig. 2-5). Avec une épaisseur générale de moins de 50 cm la capacité d'emménagement de ce type de dépôt est faible. En conséquence, la disponibilité de l'eau d'une précipitation pour un transfert rapide vers les chenaux est déterminante sur la réponse hydrologique (Cosandey et Robinson, 2002). C'est pourquoi, ce type de *dépôt de surface* semble le plus pertinent à analyser face aux données de vitesses intra-bassin versant de la POC. La corrélation (r) et la régression (R^2) sont utilisées à l'analyse.

La **topographie** oriente le drainage de surface et la pente est déterminante sur la vitesse de l'écoulement : une pente élevée draine plus rapidement l'eau du réseau, à l'opposé une pente faible draine plus lentement l'eau du réseau. La pente des versants est donc une variable essentielle à la compréhension des mécanismes d'écoulement (Dunne, 1983). La catégorisation des pentes qu'on utilise (Tab. 2-6; Fig. 2-9) est générée par les bris naturels proposés par le logiciel ArcMAP soit, neuf catégories. Cette catégorisation permet de classer la topographie du territoire d'étude en deux entités géographiques : les plateaux et la vallée; et en trois grandes catégories de pente : les zones de pente faible, représentée par les catégories 1 et 2, les zones de pente moyenne représentée par les catégories 3 à 6 et, les zones de pente élevée, représentée par les catégories 7 à 9. Lors de l'étude d'Araud et Champredonde (2007), l'influence des pentes sur le drainage a été explorée par modélisation. Ils constatent qu'il se produit un assèchement de la matrice à la cassure de pente entre le plateau et le début du ravinement et qu'une concentration accrue se produit dans le talweg. Cette cassure de pente influence donc la concentration de l'écoulement. L'idée est alors venue d'analyser la vitesse intra-bassin versant avec deux approches :

1) avec l'ensemble des versants;

2) en excluant les plateaux.

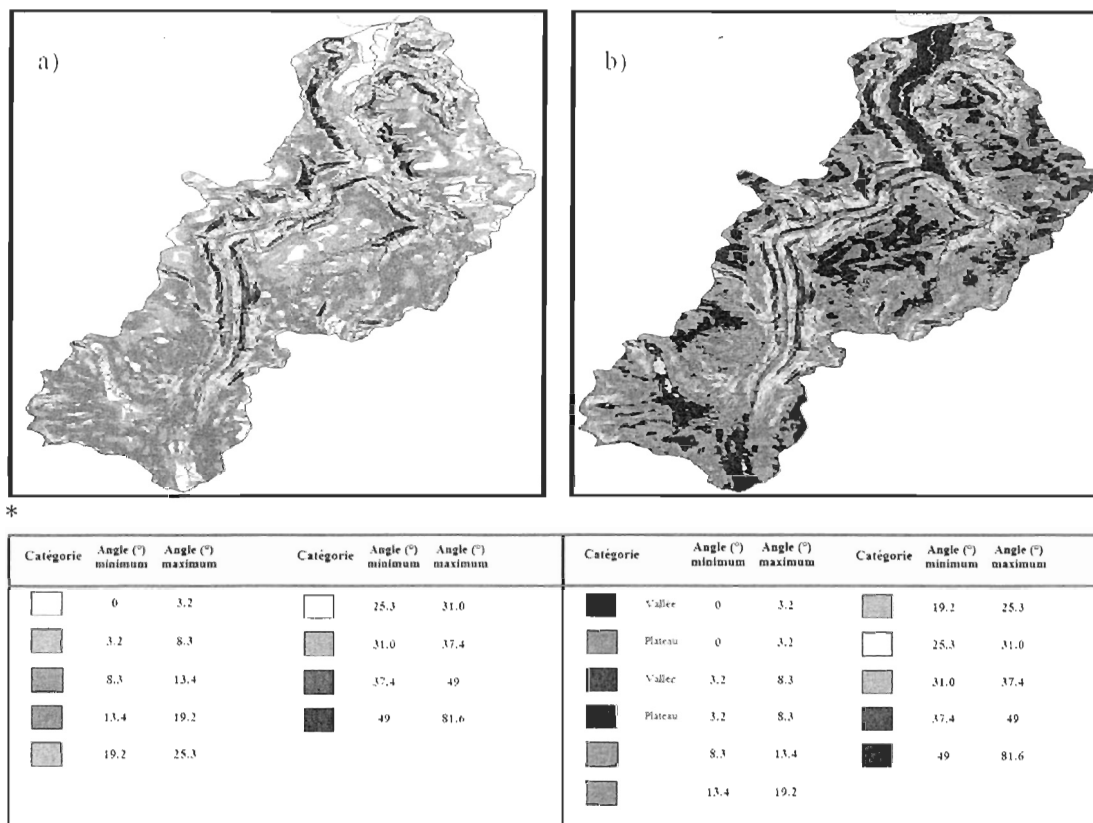


Figure 2-9 Visualisation de la catégorisation des pentes du bassin versant de la rivière à Pierre.
a) Sans distinction des pentes des plateaux; b) Avec distinction des pentes des plateaux

Les secteurs de faibles pentes isolées en altitude par ceux de fortes pentes représentent la catégorie *plateaux* pour cette analyse exploratoire (Tab. 2-6). Cette deuxième méthode fait donc office de test exploratoire sur l'influence de la capacité réservoir des plateaux sur la réponse hydrologique. L'influence des pentes sur le drainage a été explorée par modélisation et présente des résultats intéressants (Chambredonde et Araud, 2007). C'est pourquoi, il est pertinent de tester les *pentés* des sous-bassins versants face aux données de vitesses intra-bassin versant de la POC. La corrélation (r) et la régression (R^2) sont utilisées à l'analyse.

Tableau 2-6 Pente (°) et proportion (%) du territoire occupées par les catégories en fonction des sous-bassins versants de la rivière à Pierre.

Une distinction est faite également faite dans les catégories 1 et 2 entre la vallée et les plateaux.

Catégorie de pente	catégories de pente (°)	BV1	BV2	BV3	BV4	BV5	BV6
1_Vallée	0 – 3,2	19,4	10,6	5,1	4,9	3,8	5,6
1_Plateau	0 – 3,2	0,3	3,4	9,6	9,2	11,6	12,7
2_Vallée	3,2 – 8,3	25,5	16,9	11,2	5,7	5,1	4,5
2_Plateau	3,2 – 8,3	4,7	6,4	10,7	16,7	19,3	18,1
3	8,3 – 13,4	22,3	20,5	19,6	19,4	19,3	18,0
4	13,4 – 19,2	17,6	15,8	14,5	13,8	13,2	12,3
5	19,2 – 25,3	8,0	10,2	10,2	9,8	9,2	8,8
6	25,3 – 31	1,6	6,9	7,8	7,8	7,4	7,4
7	31 – 37,4	0,5	5,0	6,3	6,5	5,8	6,4
8	37,4 – 49,0	0,1	3,5	4,1	4,1	4,1	4,6
9	49,0 – 81,6	0,1	1,0	1,0	1,4	1,3	1,7
Total	n/a	100	100	100	100	100	100

Le **rapport de bifurcation** détermine le niveau de connectivité du réseau de drainage. Le calcul du rapport de bifurcation se fait suite à la détermination des ordres de Strahler des chenaux composant le bassin versant (Tab. 2-4). Cet indice se calcule en prenant le nombre de chenaux d'un ordre donné divisé par le nombre de chenaux de l'ordre supérieur : le nombre de segments d'ordre 1 divisé par le nombre de segments d'ordre 2, par exemple. Cette méthode est appliquée sur l'ensemble des classes des chenaux de chacun des sous-bassins versants et finalement, la moyenne des valeurs obtenues donne la valeur du rapport de bifurcation d'un secteur (Knighton, 1998). L'exercice est refait pour chacun des sous-bassins versants à l'étude. Puisque cet indice représente une caractéristique souvent utilisée de la connectivité d'un réseau de drainage, il est pertinent de tester le *rapport de bifurcation* des sous-bassins versants face aux données de vitesses intra-bassin versant de la POC. La corrélation (r) et la régression (R^2) sont utilisées à l'analyse.

La **densité de drainage** consiste à faire la somme de la longueur des talwegs divisée par la superficie du bassin (Knighton, 1998). Elle exprime le degré de dissection d'un bassin versant mais aussi l'intensité de la connectivité du réseau de drainage. La superficie du bassin et la longueur des cours d'eau ont été calculées à partir d'une carte 1:50 000. La densité de drainage est calculée pour tous les sous-bassins versants de la rivière à Pierre à partir des données des tableaux 2-2 et 2-4. Puisque la vitesse de POC dépend de la concentration des tributaires (Lighthill et Whitman, 1955), il est pertinent de tester la *densité de drainage* des sous-bassins versants face aux données de vitesses intra-bassin versant de la POC. La corrélation (r) et la régression (R^2) sont utilisées à l'analyse.

La **compacité de Gravélius** est l'indice pour quantifier la circularité d'un bassin versant. Cet indice se calcule en divisant son périmètre par la racine carrée de l'aire, le tout multiplié par 0,28. Plus cet indice s'approche de 1, plus le bassin versant est circulaire (Degoutte, 2008). Les valeurs des sous-bassins versants du territoire d'étude sont présentées dans le tableau 2-2. La circularité d'un territoire influence la réponse hydrologique (Tab. 1-4), c'est pourquoi il est pertinent de tester la *compacité de Gravélius* des sous-bassins versants face aux données

de vitesses intra-bassin versant de la POC. La corrélation (r) et la régression (R^2) sont utilisées à l'analyse.

Le **développement végétal** des feuilles d'arbres du secteur nord gaspésien se produit principalement durant la période printanière (Parent-Lacharité et Sirois, communications personnelles). De plus, les campagnes terrain ont permis le constat de la présence de coupes forestières. Malgré les coupes constatées, la végétation semble couvrir la majeure partie du territoire à l'étude. C'est pourquoi, ce n'est pas la proportion de couverture végétale qui est considérée dans l'analyse mais le développement végétal de ce territoire. Puisque la variabilité de la capacité d'interception des précipitations par la végétation est liée au développement végétatif (Cosandey et Robinson, 2002; Wood, 2006), les données de Parent-Lacharité et Sirois (communications personnelles, 2009) sur le développement végétal de la région nord gaspésienne ont été utilisées. Le suivi du développement végétal s'est fait sur 30 espèces du territoire gaspésien selon des caractéristiques spécifiques associées aux différents stades de développement. Chaque stade du développement végétal est distingué par des spécificités préalablement déterminées par la littérature. Dans le cadre de notre étude, on utilise les données des stades 1 à 19, ce qui correspond au début du bourgeonnement jusqu'aux premières feuilles complètement développées. La simplification des données a permis de conserver essentiellement celles concernant la région de Mont-Saint-Pierre et de confondre les espèces végétales en une valeur moyenne du stade de développement en fonction des jours juliens (Fig. 3-14). Ces données sont ainsi mises en parallèle avec les caractéristiques de POC pour tester les liens entre les stades de développement végétal et les vitesses intra-bassin versant des POC à l'aide de corrélations (r). À noter que les POC automnales n'ont pas été utilisées puisque cette période est caractérisée par la chute des feuilles. En raison de l'influence sur l'interception d'une précipitation, il est pertinent de tester le *développement végétal* dans les sous-bassins versant face aux données de vitesses intra-bassin versant de la POC.

2.4.3 Degré de liberté et *valeur-p* de Kruskal-Wallis associés aux analyses

Les DDL sont considérés pour chacune des analyses de corrélations (r) ou des coefficients de détermination (R^2). Puisque les distributions des variables sont diverses, la valeur critique de r est indiquée. Cette valeur critique de r représente la limite minimale d'une valeur α de 5%. Afin d'interpréter le R^2 des distributions des variables environnementales physiques, la valeur de sa racine carrée est comparée à la valeur critique de r . Cependant, à cause d'une certaine variabilité du nombre de données dans les diverses distributions et de la complexité environnementale, l'interprétation faite est plus sévère que ce que permet la valeur critique de r désignée par la *table de r* (Annexe G).

Les analyses basées sur la *valeur-p* de Kruskal-Wallis permettent de cibler les distributions significativement différentes de caractéristiques d'une variable. C'est la valeur α de 5% qui est utilisée.

CHAPITRE III

RÉSULTATS

Ce chapitre comporte deux sections. Dans la première, la variabilité des caractéristiques de POC est examinée. Chaque événement est caractérisé selon le sens de propagation, son moment d'occurrence dans l'année, sa vitesse et sa cohérence. Dans la deuxième partie, la variabilité des événements est explorée à l'aide des variables environnementales. Puisque celles-ci affectent l'ensemble des événements et ce, peu importe leur cohérence, les analyses sont faites sur l'ensemble des POC. Cependant, les catégories de cohérence POC sont analysées face aux variables environnementales, avec un accent particulier sur les POC cohérentes.

3.1 Caractéristiques de POC

Les critères utilisés pour déterminer les caractéristiques des POC ont permis d'identifier 27 événements. Chaque événement est caractérisé selon sa date d'occurrence (date et jour julien), sa cohérence (R^2) et sa vitesse (km/h) (Tab. 3-1). La figure 3-1 présente en exemple les graphiques spécifiques de certaines POC dont les valeurs de cohérence et de vitesse se situent aux limites des distributions de R^2 ou de vitesses. Les caractéristiques des événements identifiés sont mis en histogrammes dans la figure 3-2, laquelle offre une première observation de leur répartition. Les statistiques descriptives du tableau 3-2 permettent de mieux comprendre les distributions de ces caractéristiques dans leur ensemble et en fonction de leur catégorisation de cohérence de propagation.

Les exemples présentés à la figure 3-1 montrent la POC la plus cohérente (Fig. 3-1a), la plus rapide et la plus incohérente (Fig. 3-1b) ainsi qu'une POC à la limite de la cohérence (Fig. 3-1c). À noter que la POC de 3-1b est l'évènement extrême qui a été retiré des analyses de vitesse.

La figure 3-2a montre qu'un plus grand nombre d'évènements de POC ($n = 8$) survient au printemps alors qu'un nombre d'évènements relativement stables (2 ou 5) est enregistré pour les deux saisons suivantes. Plus spécifiquement, l'occurrence des évènements en fonction des saisons montre que le printemps (jj 130-173), l'été (jj 174-264) et l'automne (jj 265-310) comportent respectivement 48, 44 et 7% des évènements. La figure 3-2b présente la distribution des valeurs de l'indice de cohérence R^2 . La distribution présente une asymétrie négative où, selon notre critère de cohérence fixé à un R^2 de 0,70, 70,4% des POC répertoriées répondent au critère de cohérence dans l'évacuation d'une crue du bassin versant de rivière à Pierre. On constate ainsi que la majorité des POC se propagent de façon cohérente. En ce qui concerne les vitesses de propagation, la figure 3-2c montre que la majorité des évènements possède des vitesses inférieures à 5km/h, ce qui correspond à une vitesse de marche humaine normale et à une vitesse du courant typique sur cette catégorie de rivière. Cependant, il se produit suffisamment de POC à vitesse élevée pour que l'histogramme présente une asymétrie positive. À noter qu'afin d'éviter que les analyses de vitesse se retrouvent fortement influencées par une donnée, la POC ayant une vitesse extrême de 65,8 km/h et qui était incohérente (fig. 3-1b) n'a pas été utilisée dans les analyses. C'est donc sur 26 évènements que ces analyses sur la vitesse sont faites. La figure 3-3 présente des nuages de points qui permettent la visualisation des liens entre les caractéristiques de POC, en faisant la distinction entre les POC cohérentes et incohérentes de manière à mieux comprendre le phénomène. Les analyses de ces caractéristiques sont poussées plus en profondeur dans la sections 3.1.1.

Tableau 3-1 Caractéristiques des POC.

Date	Jour julien	R2	Vitesse (km/h)
10-juil-08	192	0,93	2,58
31-juil-08	213	0,33	2,09
03-août-08	216	0,94	2,48
12-août-08	225	0,96	2,23
20-août-08	233	0,7	1
25-août-08	238	0,73	1,64
06-sept-08	250	0,98	2,09
07-sept-08	251	0,7	2,69
26-oct-08	300	0,53	2,15
28-oct-08	302	0,8	1,3
3-mai-09	133	0,48	8,77
14-mai-09	134	0,63	4,39
17-mai-09	137	0,09	65,8
20-mai-09	140	0,3	5,98
22-mai-09	142	0,24	7,74
24-mai-09	144	0,88	2,74
28-mai-09	148	0,72	6,27
29-mai-09	149	0,77	5,72
30-mai-09	150	0,91	4,25
01-juin-09	152	0,76	2,74
06-juin-09	157	0,8	8,22
14-juin-09	165	0,63	4,87
20-juin-09	171	0,91	4,25
26-juin-09	177	0,97	4,18
13-juil-09	194	0,95	3,31
25-juil-09	206	0,82	3,46
18-août-09	230	0,83	2,15

Tableau 3-2 Statistiques descriptives des POC.

Les statistiques descriptives sont calculées en fonction des distributions des POC totales, des POC cohérentes et des POC incohérentes. L'analyse de la vitesse est faite avec et sans la valeur extrême de vitesse.

POC		Caractéristique de POC			
		Jour julien	R2	Vitesse (km/h)	Vitesse (km/h) sans la valeur extrême
POC totale	Moyenne	190,70	0,71	6,11	3,64
	Écart type	50,10	0,24	12,11	2,00
	Asymétrie	0,73	-1,13	4,95	1,05
POC Cohérente	Moyenne	199,21	0,84	3,33	3,33
	Écart type	44,97	0,10	1,82	1,82
	Asymétrie	0,51	-0,11	1,30	1,30
POC Incohérente	Moyenne	170,50	0,40	12,72	5,14
	Écart type	58,81	0,20	21,58	2,57
	Asymétrie	1,93	-0,27	2,76	0,14

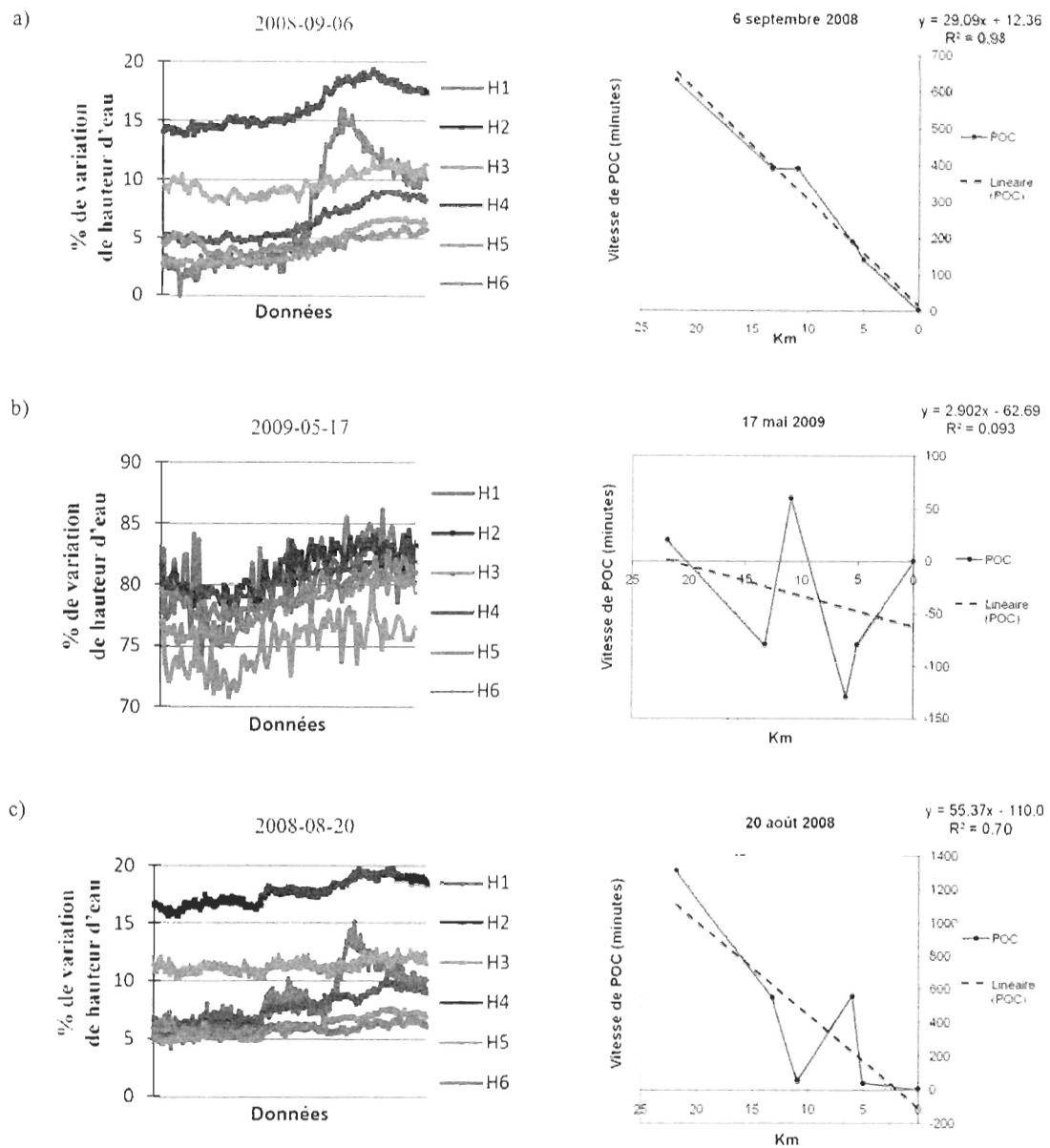


Figure 3-1 Présentation de POC recueillies pour l'analyse.

Ces POC sont présentées en exemple afin de donner un aperçu des événements de POC utilisés à l'analyse et pour montrer comment on extrait la cohérence et la vitesse de celles-ci. Les graphiques de gauche présentent le % de variation en fonction des données recueillies (1/10 min), alors que ceux de droite présentent la différence temporelles entre le passage de la POC au niveau des capteurs de pression. Les valeurs de H6 représentent les zéros des axes X et Y. L'annexe E présente l'ensemble des événements. a) Cette POC présente la cohérence la plus forte; b) Cette POC présente la cohérence la plus faible et du même coup la vitesse la plus grande. En raison de sa valeur extrême, elle sera exclue des analyses c) Cette POC présente la vitesse la plus faible.

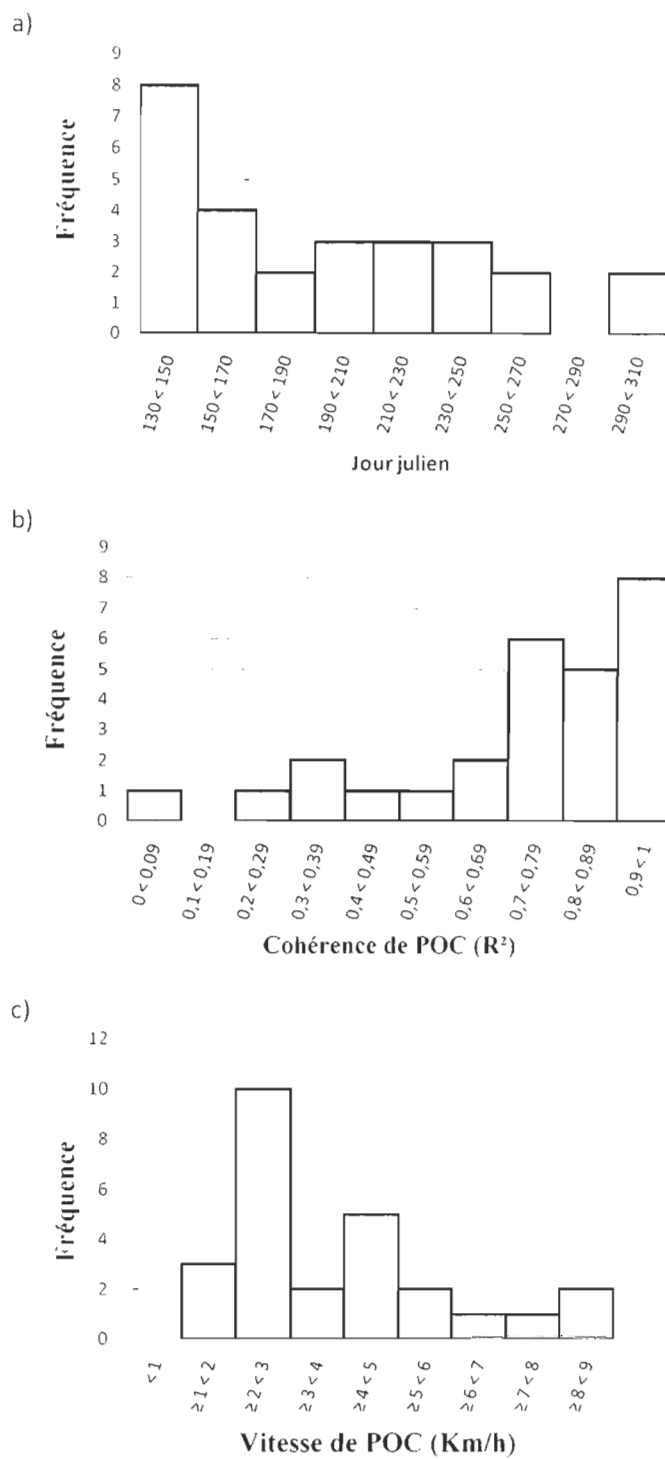


Figure 3-2 Histogrammes de fréquence des caractéristiques des évènements de POC
a) Jour Julien; b) Indice de cohérence des POC (R^2); c) Vitesse (km/h).

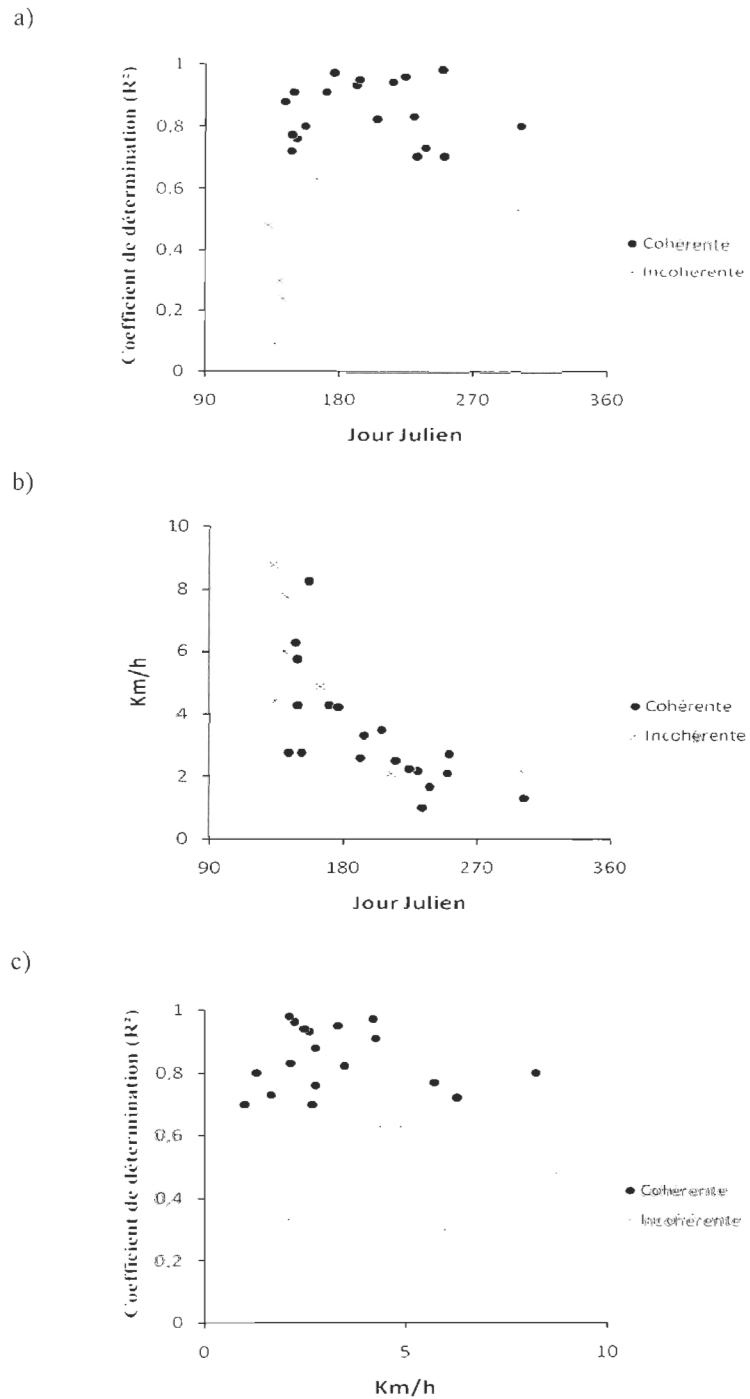


Figure 3-3 Les liens entre les caractéristiques de POC.

Ces liens sont explorés à l'aide de nuages de points. a) La cohérence en fonction des jours juliens; b) la vitesse de POC (Km/h) en fonction des jours juliens; c) la cohérence en fonction de la vitesse de POC (Km/h).

Les dates d'occurrence des POC cohérentes et incohérentes

La figure 3-3a permet de visualiser les POC cohérentes et incohérentes selon les jours juliens et met ainsi en évidence un lien entre les événements et la saisonnalité. Il y a une forte concentration de POC au printemps dont 75% de l'ensemble des POC incohérentes. À noter que 63% de cet ensemble survient avant qu'une première POC cohérente se produise. Malgré cette concentration de POC printanières incohérentes, la majorité des événements de cette saison est cohérente à 53,8% des événements. La concentration d'événements en période estivale est moindre qu'au printemps et elle est dominée à 91,7% par des événements cohérents. En automne, les proportions sont peu représentatives puisqu'un événement sur deux s'est avéré cohérent. On y trouve donc une différence significative entre les dates d'occurrence des POC cohérentes (JJ moyen : 199) et incohérentes (JJ moyen = 170) (*valeur- p* (KW) = 0,03) (Tab. 3-2). En conséquence, le positionnement des événements à l'aide de jours juliens pose la base de l'édification d'une compréhension du processus sur une base annuelle.

La vitesse des POC cohérentes et incohérentes

Les POC les plus rapides surviennent au printemps alors que les plus lentes se produisent en été. Il y a ainsi une tendance au ralentissement en avançant dans le cycle annuel (figure 3-3b). Cette interprétation visuelle d'une tendance est appuyée par un fort lien de causalité, présentant une corrélation inverse de la date d'occurrence selon la vitesse ($r = -0,73$). Une deuxième relation s'avère significative, celle d'une influence inverse de la vitesse sur valeur du R^2 . Elle est cependant à la limite acceptable ($r = -0,39$) (Tab. 3-3). Le mode de vitesse a une valeur entre 2 et 3 km/h et certains événements atteignent près de 10 km/h (Tab. 3-1; 3-2; Fig. 3-1c). La distribution totale présente ainsi une asymétrie positive. Dans l'ensemble, les POC cohérentes ont une vitesse moyenne de 3,33 km/h et celles incohérentes de 5,14 km/h. À noter que 25% des POC incohérentes ont une vitesse de 3 km/h et moins alors que les POC cohérentes représentent 50% des événements à vitesse de ≥ 5 km/h. Bien qu'une

Tableau 3-3 Corrélation des caractéristiques de base des POC.

Caractéristique de POC	Jour julien	Cohérence	Vitesse	Valeur critique du r
Jour julien	-----	0,18	0,00	0,38
Cohérence	0,27	-----	0,05	0,38
Vitesse	-0,73*	-0,39*	-----	0,38
Valeur- p (KW)	0,03**	n/a	0,12	n/a

* Distributions significativement corrélées.

** Distributions significativement différentes

tendance soit visible entre la cohérence d'un évènement et sa vitesse (Fig. 3-3c), ces distributions ne présentent pas de différence significative ($\text{valeur-}p$ (KW) = 0,12) (Tab. 3-3).

Caractéristiques des POC en fonction des sous-bassins versants

On observe des différences dans la durée, la magnitude et la vitesse de POC selon la position le long du corridor fluvial. Pour analyser ces différences, la durée du temps de montée et la magnitude relative de chaque évènement sont compilées pour obtenir une moyenne par position le long du corridor fluvial. Pour ce qui est de la vitesse de POC, des vitesses de POCs entre chaque paire adjacente de capteurs de pression ont été compilées pour chaque évènement. Ceci permet d'évaluer des vitesses médianes de POC par tronçon spécifique du corridor fluvial. La figure 3-4 présente le résultat de ces analyses. Selon la valeur critique de r de 0,75 pour fig. 3-4a et b, et de 0,81 pour la fig. 3-4c, les R^2 aux valeurs supérieures à 0,57 et de 0,66 présentent alors des liens significatifs d'associations. D'abord, plus on s'approche de l'embouchure, plus la période de montée des crues s'allonge (Fig. 3-4a). La période de montée passe ainsi d'une durée moyenne de 672 minutes à H1 à une durée moyenne de 1014 minutes à H6. Cette augmentation du temps de montée est linéaire le long du corridor fluvial. Ainsi, 86% d'augmentation du temps de montée s'explique à travers la succession des sous-bassins versants, ce qui représente un lien significatif. Ensuite, la variabilité de la magnitude maximum moyenne des crues diminue de l'amont vers l'aval passant de 15,61% (H1) à 5,41% (H6) (Fig. 3-4b). Cette diminution du pourcentage de la magnitude maximum moyen

est également linéaire de l'amont vers l'aval où 85% ($R^2 = 0,85\%$) s'explique dans la succession des sous-bassins versants, ce qui représente un lien significatif. Finalement, la vitesse de propagation entre les capteurs de pression, dont les vitesses médianes alternent de part et d'autre de la droite de régression, ne présente pas de tendance claire de l'amont vers l'aval (Fig. 3-4c). La vitesse médiane la plus élevée se trouve entre BV1 et BV2 avec une valeur de 3,27 km/h, alors que la plus faible se trouve entre BV4 et BV5 avec 0,48 km/h. Cette succession de sous-bassins versants explique 18% ($R^2 = 0,18\%$) de la vitesse médiane de POC ce qui, ce qui ne représente pas un lien significatif.

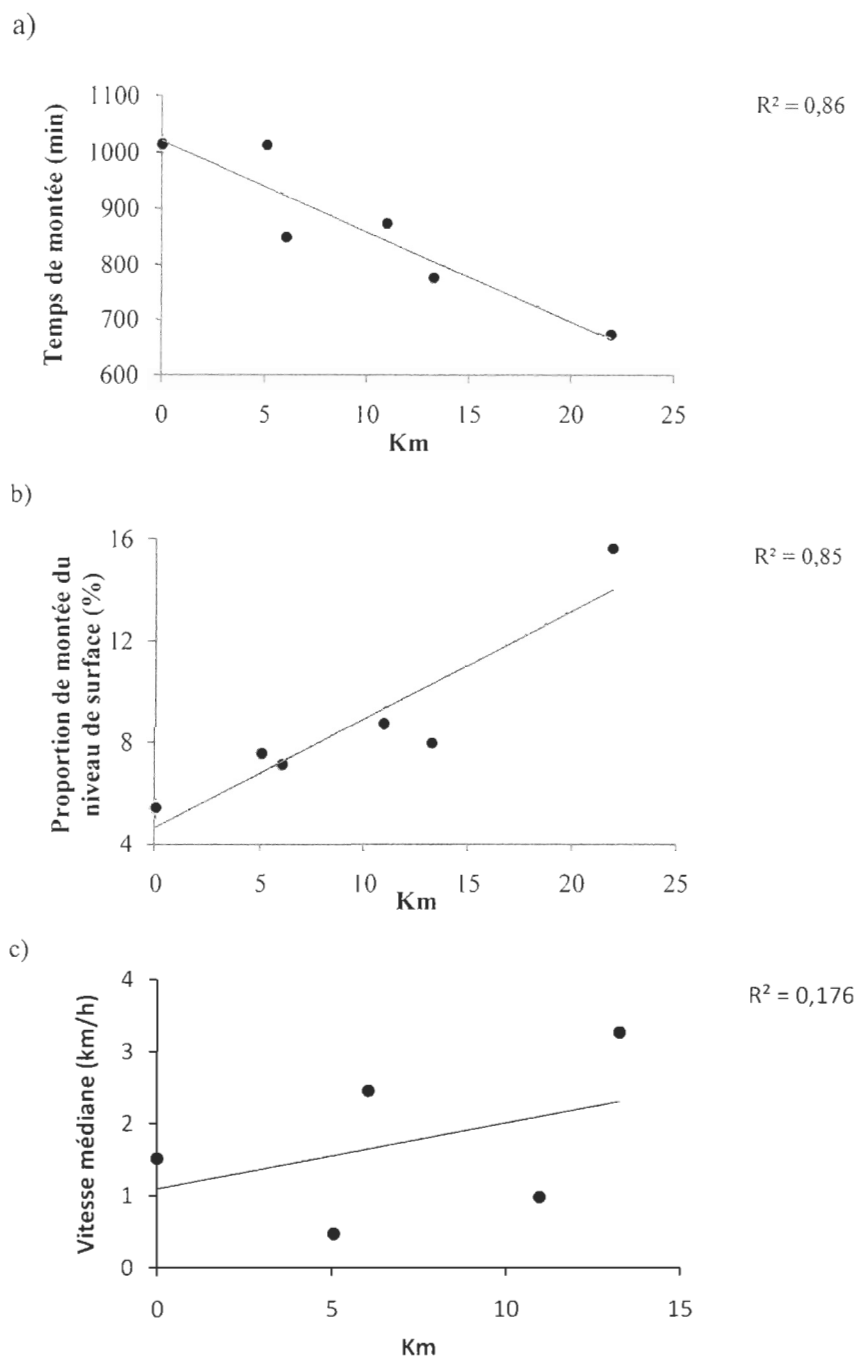


Figure 3-4 Description intra-bassin versant des crues lors de la propagation. Cette description est en fonction de la distance à l'embouchure. L'embouchure est représentée par le kilométrage 0, ce qui correspond à l'emplacement de H6; a) Période moyenne; b) Pourcentage moyen; c) Vitesse médiane de POC entre les capteurs de pression.

3.2 Variables environnementales

Dans l'ensemble, les variables environnementales sont au nombre de huit. Celles de nature hydrométéorologiques sont au nombre de deux pour un total de six caractères analysés (section 3.2.1). Celles de nature physique sont au nombre de six pour un total de sept caractères analysés (section 3.2.2).

3.2.1 Variables hydrométéorologiques

Composées de la pluie et de la neige, ce sont la variabilité spatio-temporelle, les conditions antécédentes et la saisonnalité qui sont d'abord explorées, pour ensuite être confrontées à la POC.

3.2.1.1 Précipitations

Les deux stations météorologiques séparées de 15 km sur le territoire d'étude permettent d'examiner les variabilités spatiale, temporelle et d'intensité des précipitations de la vallée de Mont-Saint-Pierre. Les précipitations enregistrées se produisent de mi-mai à mi-novembre. Pendant la période de prises de données, de juillet 2008 à septembre 2009, au total, 113 précipitations ont été enregistrées par les pluviomètres mais, pour 32 des précipitations répertoriées, l'un des deux pluviomètres était non fonctionnel. Ainsi, 81 précipitations peuvent être examinées plus attentivement (Annexe F). Notre analyse cherche à savoir s'il y a des liens entre les POC et les caractéristiques temporelles, spatiales et d'intensité des précipitations. Ainsi les tableaux 3-4 et 3-5 et, les figures 3-5, 3-6 et 3-7 présentent ces caractéristiques ainsi que les distinctions pour celles associées aux POC.

Variabilité des précipitations

La caractérisation de la variabilité des précipitations se fait selon la quantité précipitée, la durée et le sens de déplacement. Cependant, les coefficients d'asymétrie des précipitations ne respectent pas la normalité, c'est pourquoi les valeurs moyennes de ces caractéristiques pour l'ensemble des précipitations ne sont pas représentatives. Toutefois, les distributions des quantités précipitées sont significativement différentes avec une *valeur-p* (KW) de 0.05 (Tab. 3-4). Les histogrammes de fréquence permettent aussi la visualisation des distributions des valeurs des caractéristiques (Fig. 3-5).

La figure 3-5a montre la distribution des fréquences selon les quantités précipitées. Elle permet de constater une tendance à la diminution du nombre d'évènements en fonction de l'augmentation de la quantité précipitée. On retrouve le mode de la distribution dans la catégorie]0, 2[heures avec 23% des évènements. La majorité des évènements, 86.4%, se retrouvent dans les catégories où la quantité précipitée est de]0, 10[mm. Les catégories [10, 16[mm représentent 2.5% des évènements alors qu'on observe une augmentation de la fréquence dans les catégories où les précipitations sont de 16 mm et plus. Cette augmentation de fréquence s'explique par l'étendue de la catégorie de 20 mm et plus. En effet, la valeur maximum est de près de 80 mm, ce qui représente une étendue pour la dernière catégorie de 60 mm. Puisque 11% des évènements se retrouvent dans une étendue de 64 mm, [16mm, 20mm et plus, spécifier la quantité précipitée de ces évènements n'aurait pas vraiment amélioré la compréhension de la dynamique météorologique (Fig. 3-5a, 3-6a; Annexe F).

La figure 3-5b présente la fréquence des précipitations selon leur durée. Cette distribution présente 75.3% des évènements dont la durée est de moins de cinq heures, dont le nombre d'évènements par catégorie se situe entre 10 et 16. On trouve le mode de la distribution dans la catégorie [1, 2[heures avec 19.8% des évènements. On observe également une diminution claire de la fréquence dans les catégories [5 à 7[heures. Représentant 8.6% de la distribution, les catégories entre [6, 10[heures présentent un plateau dans la fréquence de durée où il y a

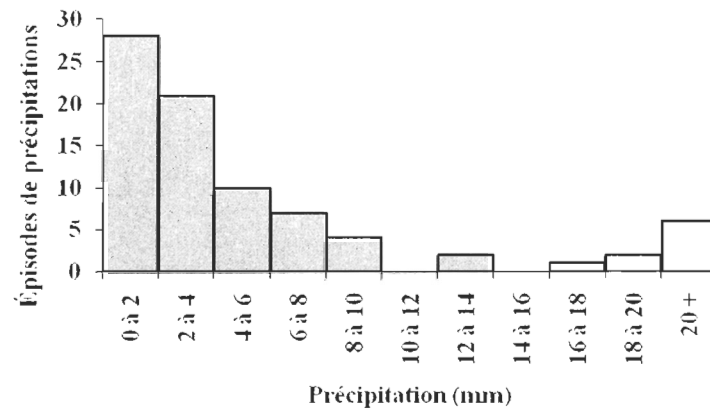
un ou deux évènements par catégorie. Par la suite, en raison de la faible fréquence des évènements de 10 heures et plus, le respect des limites ponctuelles imposées aux catégories inférieures à 10 heures auraient généré une grande quantité de catégories vides. En effet, avec un maximum de durée de près de 59 heures, 9.9% des évènements totaux s'étendent ainsi sur 49 catégories et, spécifier la durée de ces évènements n'aurait pas vraiment amélioré la compréhension de la dynamique météorologique (Fig. 3-5b, 3-6b; Annexe F). À l'aide de la figure 3-6, on constate certaines tendances telles l'augmentation de l'étendue des précipitations totales et de la durée des précipitations, du printemps vers l'automne. Toutefois, les précipitations avec de faibles valeurs de quantité et de durée restent majoritaires. Sur l'ensemble des précipitations (Annexe F), il est possible de déterminer le sens de déplacement dans 68 cas. De ce nombre, 69,1% des précipitations ont un déplacement nord/sud, c'est-à-dire de l'aval vers l'amont du *bassin versant*, et 26,5% un déplacement sud/nord (Fig. 3-7), de l'amont vers l'aval. De plus, on trouve un lien de causalité significatif, avec une valeur r de -0,51, entre la provenance d'une précipitation et sa date d'occurrence (Tab. 3-5).

Tableau 3-4 Valeurs moyennes et écart-types des caractéristiques des distributions de précipitations. Les *valeur-p* (K W) indiquent la valeur de différence entre ces distributions.

Précipitation		Quantité précipitée (mm)	Durée des précipitations (min)
Quantité précipitée	Moyenne	6,6	300
	Écart-type	11	455
	Asymétrie	4,26	5,04
Précipitation avec POC	Moyenne	9,2	414
	Écart-type	11,2	328
	Asymétrie	1,76	1,48
<i>Valeur-p</i> (K W)		0,05**	0,19

** Distributions significativement différentes

a)



b)

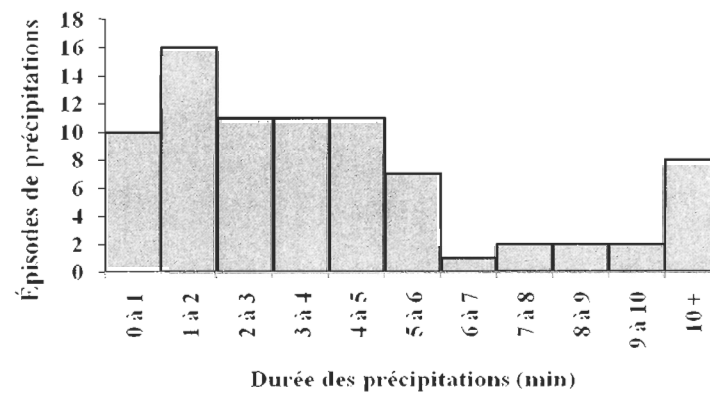


Figure 3-5 Histogrammes de fréquence des épisodes de précipitations.
a) quantité précipitée (mm) ; b) durée de l'évènement (min).

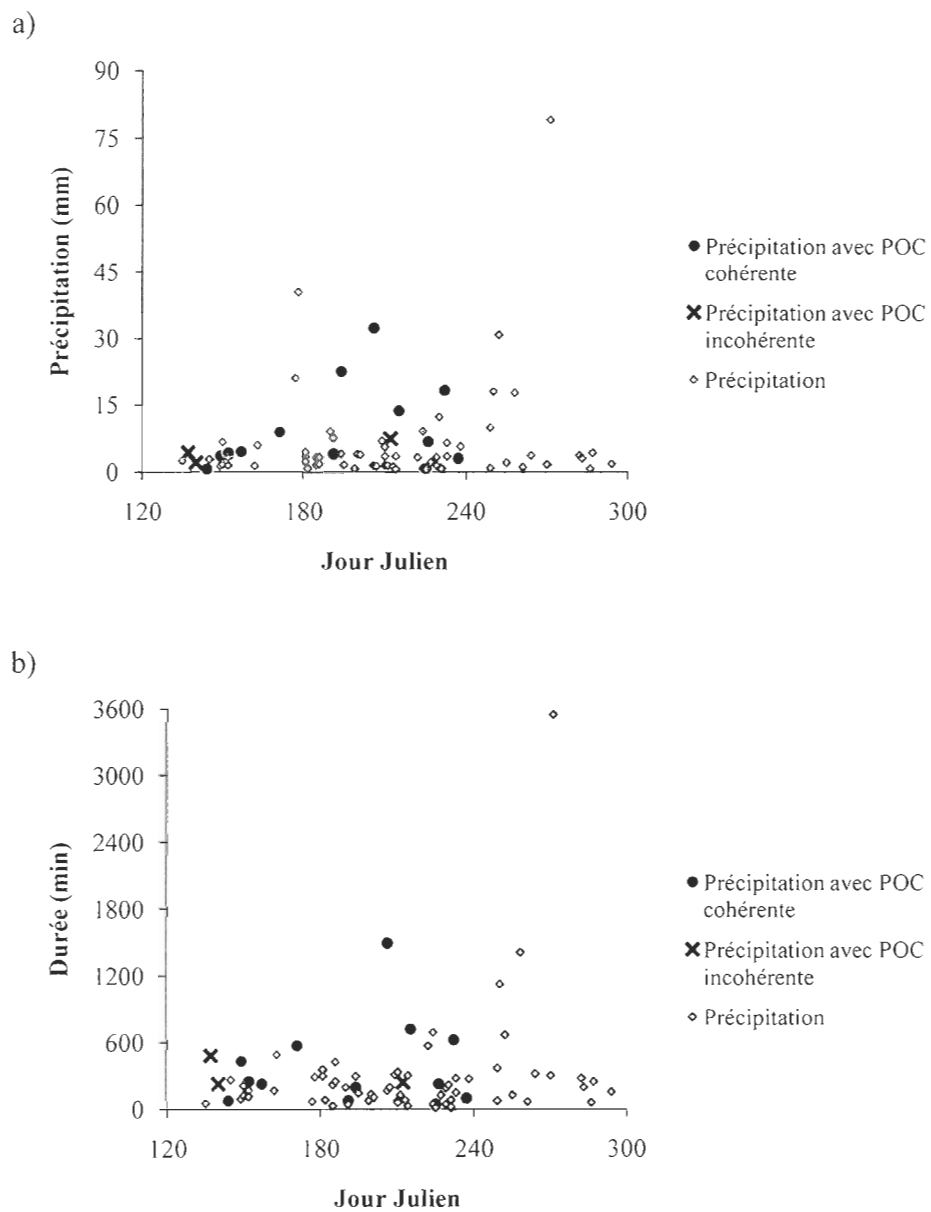


Figure 3-6 Répartition des précipitations. Représentation des précipitations et celles associées aux POC selon la quantité précipitée (a) et de la durée (b).

Les distributions des précipitations selon la provenance de l'ensemble des précipitations et de celles associées aux POC ne présentent pas de différence significative (*valeur-p* (KW) = 0,48). Sur les 21 précipitations avec POC dont il est possible de déterminer la provenance, 71,4% ont un déplacement nord/sud alors que 28,6% ont un déplacement sud/nord (Fig. 3-7). De plus, les POC cohérentes présentent une valeur *r* significative inverse avec la provenance des précipitations ($r = -0,63$) (Tab. 3-5).

Tableau 3-5 Caractéristiques des provenances des précipitations.

Les caractéristiques extraites sur les provenances des précipitations sont faites sur les précipitations totales et celles associées aux POC. Elles correspondent aux *proportions* (%) de provenance (Nord/Sud), aux *corrélations* (*r*) des provenances selon les jours juliens et à la *valeur-p* (KW) entre les distributions de provenances.

Précipitation		Provenance		Valeur critique du <i>r</i>
		Nord	Sud	
Précipitation	Provenance	69,1%	26,5%	n/a
	<i>r</i>	-0,51*		0,23
Précipitation avec POC	Provenance	71,4%	28,6%	n/a
	<i>r</i>	-0,43		0,48
<i>Valeur-p</i> (KW)		0,48		n/a
Précipitation avec POC cohérente	Provenance	80%	20%	n/a
	<i>r</i>	-0,63*		0,55
Précipitation avec POC incohérente	Provenance	66,7%	33,3%	n/a
	<i>r</i>	0,47		0,997
<i>Valeur-p</i> (KW)		0,56		n/a

* Distributions significativement corrélées

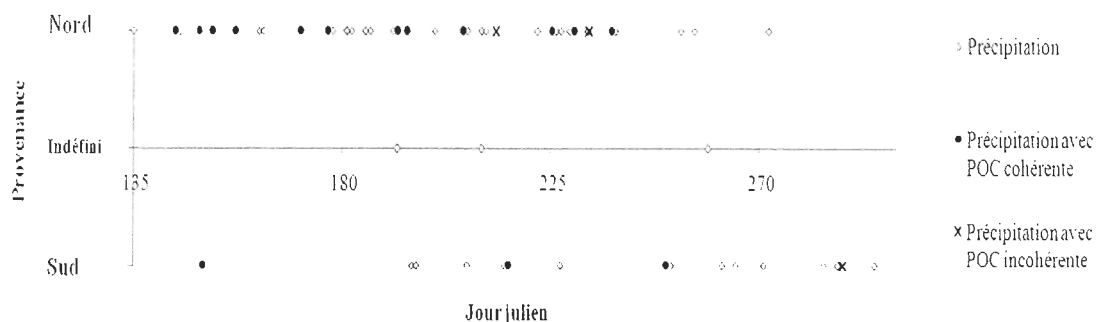


Figure 3-7 Provenance des précipitations sur le bassin versant de la rivière à Pierre. Cette figure présente les précipitations de juillet 2008 à septembre 2009 retenues pour les analyses.

3.2.1.2 Relation entre les précipitations et les POC

Les précipitations associées aux POC présentent des distributions de quantité précipitée et de durée dont l'asymétrie respecte la normalité, une valeur moyenne de quantité précipitée et de durée de 9,2 mm et de 414 min (Tab. 3-4). Ces valeurs sont donc près de 50% plus élevées pour les précipitations avec POC que pour l'ensemble des précipitations. La différence de quantité précipitée entre ces deux distributions est significative (*valeur-p* (KW) = 0,05), alors que celle entre les durées moyennes ne l'est pas (*valeur-p* (KW) = 0,19). Dans l'ensemble, une précipitation moyenne est d'une durée d'environ sept heures pour une intensité de 1,3 mm/hrs.

On dénombre neuf corrélations significatives entre les trois catégories de cohérences de POC et les trois caractéristiques des précipitations du tableau 3-6 : Huit en fonction des jours juliens ($r = 0,65; 0,63; 0,65; 0,53; -0,63; 0,96; 0,85$); deux en fonction de la vitesse ($r = -0,41; -0,39$). Dans les liens significatifs avec les jours juliens, la relation inverse est associée à la provenance des précipitations selon les POC cohérentes. Ainsi, en avançant dans le cycle annuel, la provenance du sud des précipitations a tendance à augmenter. Sur l'ensemble des valeurs de corrélations associées aux jours juliens, seules les provenances des précipitations selon les POC totales et incohérentes ne sont pas significatives. En ce qui a trait aux liens

d'association avec la vitesse de POC, c'est la quantité précipitée et la durée d'une précipitation qui sont inversement corrélées avec les POC totales. De plus, bien que des différences des valeurs moyennes soient considérables entre les distributions de quantité précipitée et de durée selon la catégorie de cohérence d'une POC, elles ne présentent pas de différence significative (Tab. 3-7).

Tableau 3-6 Corrélation entre les catégories de POC et les caractéristiques hydrométéorologiques. Corrélations entre les catégorisations de cohérence de POC et, la quantité précipitée, la durée et la provenance des précipitations.

Catégorie de POC	Caractéristiques de précipitation	Corrélation (r)			Valeur critique du r
		Jour Julien	R^2	Vitesse	
POC totale	Quantité précipitée	0,65*	0,15	-0,41*	0,38
	Durée	0,63*	0,03	-0,39*	0,38
	Provenance	-0,45	-0,03	0,24	0,48
POC cohérente	Quantité précipitée	0,65*	-0,15	-0,35	0,44
	Durée	0,53*	-0,31	-0,25	0,44
	Provenance	-0,63*	0,06	0,47	0,55
POC incohérente	Quantité précipitée	0,96*	0,10	-0,09	0,67
	Durée	0,85*	-0,04	0,14	0,67
	Provenance	0,94	0,13	-0,63	0,95

* Distributions significativement corrélées

Tableau 3-7 Caractéristiques hydrométéorologiques des précipitations selon les catégories de cohérence de POC.

POC		Quantité préc. (mm)	Durée moy. (min)
POC Totales	Moyenne	9,2	414
	Asymétrie	1,8	1,5
POC Cohérentes	Moyenne	12,2	429,5
	Asymétrie	2,9	1,42
POC Incohérentes	Moyenne	4,5	277,5
	Asymétrie	2,2	2,0
Valeur-p (Kruskall-Wallis) (cohérentes VS incohérentes)		0,12	0,32

3.2.1.3 Relation entre les conditions antécédentes et les POC

Conditions antécédentes des précipitations et présence de neige

Chaque POC est précédée de conditions hydrométéorologiques distinctes. En interprétant les tableaux 3-8 et 3-9 et les figures 3-8 et 3-9, ces données indiquent des tendances où les conditions antécédentes semblent être en relation avec les trois caractéristiques de POC.

Les conditions antécédentes des variables hydrométéorologiques montrent une tendance où les valeurs de quantité précipitée et de durée sont supérieures pour les POC cohérentes par rapport aux POC incohérentes (Tab. 3-8). De plus, elles présentent quatre corrélations significatives associées aux caractéristiques de POC : La présence de neige est corrélée avec les jours juliens ($r = 0,81$) ; les précipitations totales des 72 heures précédant une POC et la présence de neige sont corrélées avec le R^2 ($r = 0,39; 0,43$) ; le nombre moyen de précipitations des deux semaines précédant une POC est corrélé avec la vitesse ($r = 0,40$) (Tab. 3-9). La présence de neige est traitée plus en profondeur dans la section « *présence de neige sur les sommets* ».

Tableau 3-8 Caractéristiques hydrométéorologiques des conditions antécédentes selon les catégories de cohérence de POC.

POC		Nbr. moyen de préc. 2 sem. précédent POC	Préc. 72 hrs préc. POC
POC Totales	Moyenne	5,5	13,2
	Asymétrie	0,5	1,4
POC Cohérentes	Moyenne	6,0	16,5
	Asymétrie	0,7	1,2
POC Incohérentes	Moyenne	4,9	5,6
	Asymétrie	-0,4	0,1
Valeur-p (Kruskall-Wallis) (cohérentes VS incohérentes)		0,16	0,01**

** Distributions significativement différentes

Tableau 3-9 Corrélations entre les conditions antécédentes des variables hydrométéorologiques et les caractéristiques de POC.

Variables hydrométéorologiques	Jour julien	R²	Vitesse	Valeur critique r
Nbr. moyen de préc. des 2 sem. précédant une POC	0,29	0,28	-0,40*	0,38
Préc. tot. 72 heures précédant une POC	0,21	0,39*	-0,14	0,38
Présence de neige	0,81*	0,43*	-0,34	0,38

* Distributions significativement corrélées

On observe que la période printanière offre de nombreuses POC sans que la quantité précipitée et que l'étendue du nombre de précipitations précédentes soient élevées tandis que la période estivale présente une certaine stabilisation des conditions antécédentes (Fig. 3-8). En effet, la période printanière présente la plus faible quantité précipitée des 72 heures précédant une POC avec un maximum de 18,4 mm. Elle possède également l'étendue du nombre de précipitations des conditions antécédentes la plus grande avec des valeurs de $1 > 11$ précipitations. Suite à cette période, les précipitations totales des 72 heures antécédentes présentent une stabilité estivale. Elles culminent toutefois en automne avec une valeur de 48,6 mm. À noter que le nombre de précipitations des conditions antécédentes se maintient entre $3 \leq 9$ précipitations pour cette même période.

Considérant la catégorisation de cohérence des POC face aux conditions antécédentes, des différences sont discernables. Une différence marquante concerne les quantités précipitées des 72 heures précédant un évènement avec des valeurs moyennes de 16,5 mm pour les POC cohérentes et de 5,6 mm pour les POC incohérentes (Tab. 3-9). Les POC incohérentes ont reçu un maximum de 10,3 mm en quantité précipitée, alors que 68,4% des POC cohérentes en ont reçu des quantités supérieures à cette valeur (Fig. 3-8a). Nos analyses montrent une distinction significative entre les distributions des catégories de cohérence de POC en fonction des 72 heures précédant un évènement (*valeur-p* (KW) = 0,01). Bien que la différence soit moins perceptible concernant le nombre de précipitations des deux semaines précédant une POC, elle est toutefois présente avec des valeurs moyennes de 6 précipitations pour les POC cohérentes et de 4,9 précipitations pour les POC incohérentes (Tab. 3-9). La

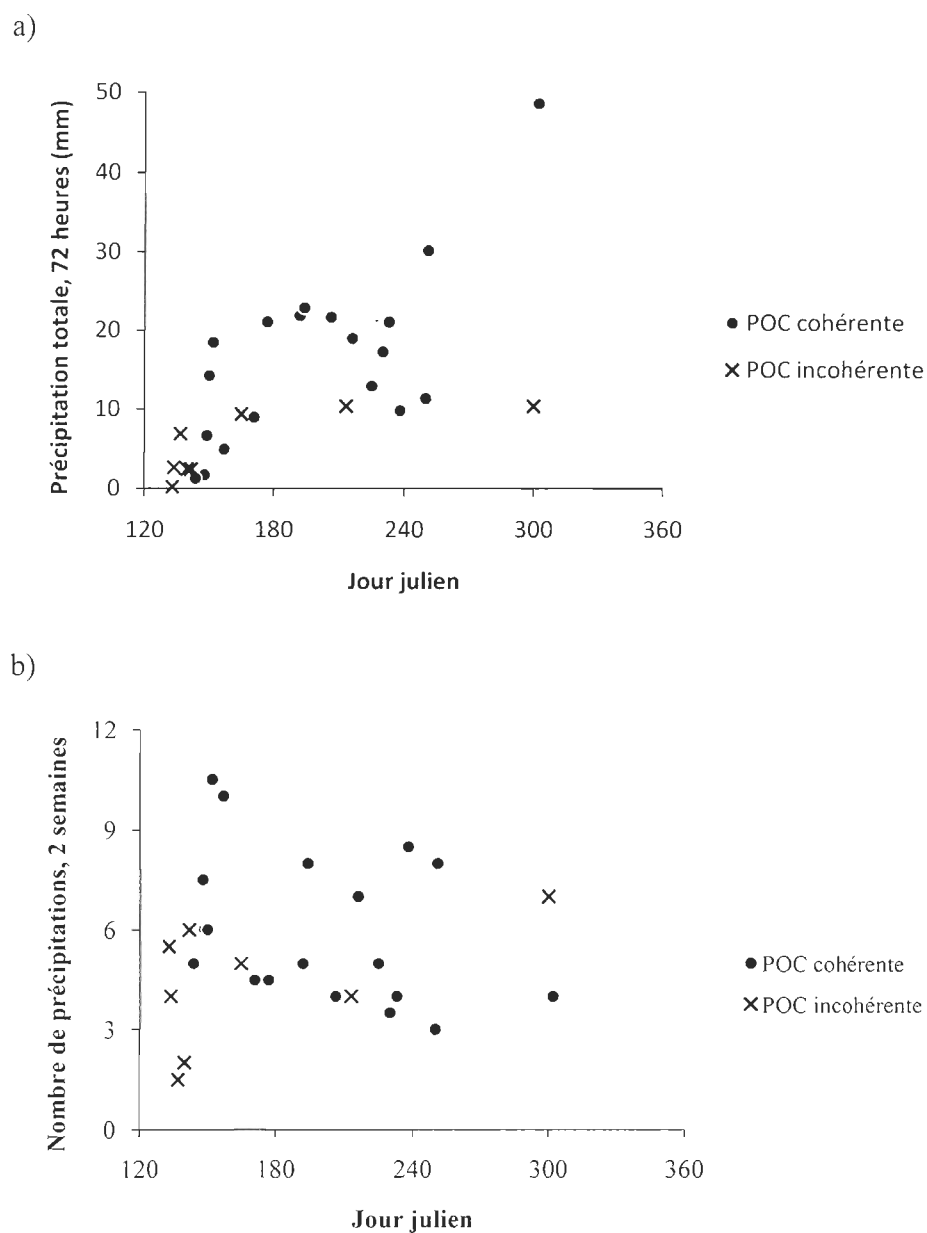


Figure 3-8 Répartition des conditions antécédentes.

Répartition en fonction de la catégorisation de cohérence de POC selon les jours juliens. a) Quantité précipitée des 72 heures précédant une POC; b) Nombre de précipitations des deux semaines précédant une POC.

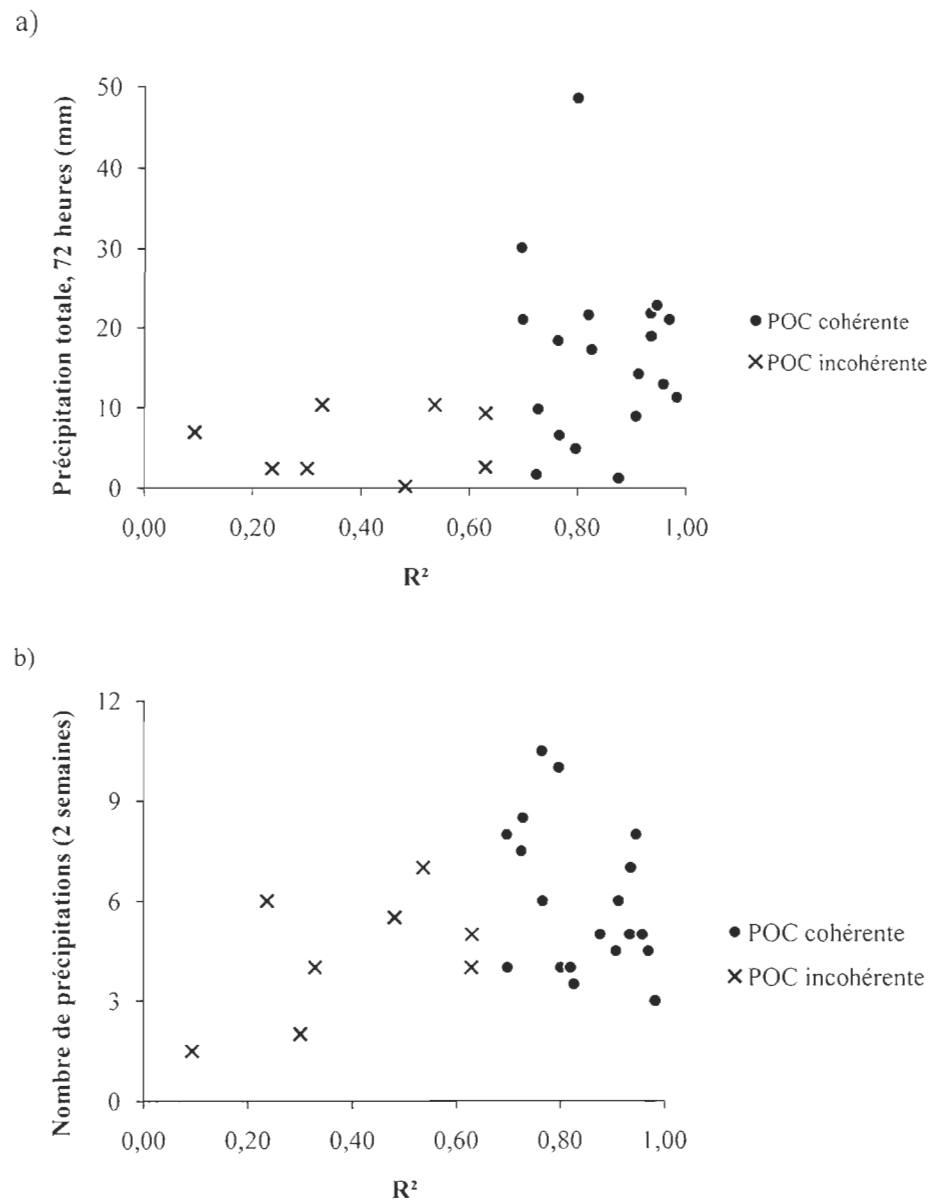


Figure 3-9 Répartition des conditions antécédentes en fonction de la cohérence de POC.

a) Quantité précipitée des 72 heures précédant une POC; b) Nombre de précipitations des deux semaines précédant une POC.

distribution des valeurs en fonction de la cohérence de POC (Fig. 3-8b) permet le constat que les POC cohérentes sont précédées par trois précipitations et plus, alors que cette situation concerne 25% des POC incohérentes. De plus, aucune POC incohérente n'a été précédée par plus de sept précipitations alors que c'est le cas pour 31,6% des POC cohérentes (Fig. 3-9). Toutefois, on ne peut attribuer une différence significative aux distributions du nombre de précipitations des deux semaines précédentes d'une POC (*valeur-p* (KW) = 0,16) (Tab. 3-8).

Présence de neige sur les sommets

La présence de neige sur les sommets est une caractéristique permettant d'approfondir les liens entre les POC et les conditions antécédentes de son environnement. En fonction des dates où cette variable hydrométéorologique est présente, la saisonnalité se constate (Fig. 3-10) ainsi que son influence sur les POC et ses caractéristiques de POC (Tab. 3-9; 3-10; 3-11). Dans la section précédente, on a constaté des liens associatifs entre la date d'occurrence et le R^2 des POC et la présence de neige sur les sommets (Tab. 3-9). Cette section approfondit l'analyse des relations entre les POC et la présence de neige.

Les caractéristiques des POC sans neige (jours juliens, R^2 et vitesses) ont des valeurs moyennes de 197, 0,80 et 3,6 km/h, alors que les valeurs de ces mêmes caractéristiques sont de 182, 0,59 et 4,2 km/h pour les POC avec neige. La présence de neige permet de constater un clivage entre les distributions des trois caractéristiques de POC. Les POC associées à la présence de neige sont ainsi caractérisées par un positionnement saisonnier principalement printanier avec 81,8% de celles-ci. Elles représentent 83,3% des POC à vitesse supérieure à 5 km/h et aucune sous la barre des 2 km/h. De plus, elles présentent une propagation à cohérence plus faible où 62,5% des POC incohérentes se produisent alors qu'il y a de la neige sur les sommets (Tab. 3-10; Fig. 3-10).

Si l'influence de la neige est analysée selon les catégories de cohérence POC, les distributions ne montrent pas de différences significatives (*valeur-p* (KW) = 0,15) (Tab. 3-10). Toutefois, en catégorisant les POC avec comme seul critère la présence de neige, les distributions des trois caractéristiques de POC présentent maintenant des distributions significativement différentes. En effet, les valeurs-*p* (KW) de ces distributions sont de 0,02 pour la cohérence, de 0,02 pour les jours juliens et de 0,02 de la vitesse de propagation (Tab. 3-11).

Ensuite, en classifiant les 27 POC selon la présence de neige et les précipitations, 4 (14,8%) d'entre elles sont seulement associées à la présence de neige sur les sommets, 8 (29,6%) à la présence de neige et de précipitations, et 15 (56,5%) seulement de précipitations (Tab. 3-12). De plus, 8 (34,8%) des POC associées à une précipitation et 4 (100%) de celles sans précipitation se produisent au moment où il y a de la neige sur les sommets. Ces distributions présentent ainsi une différence significative (*valeur-p* (KW) = 0,02) (Tab. 3-11).

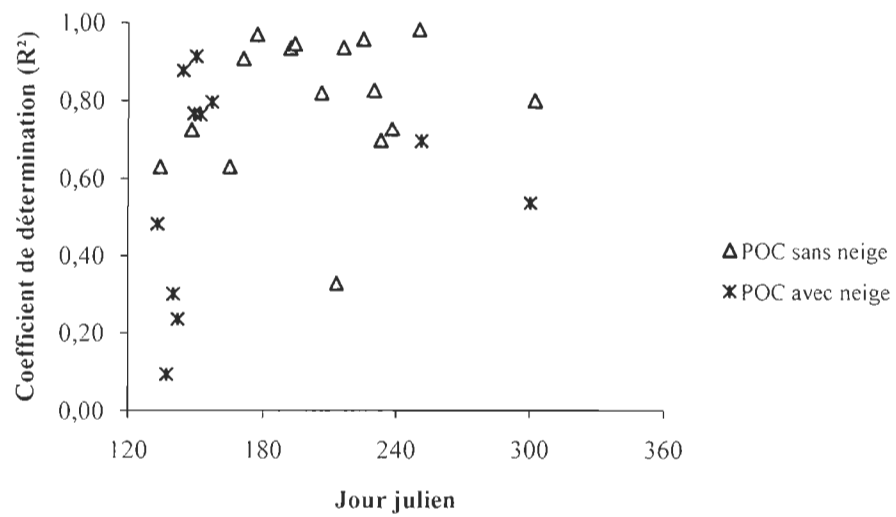
Tableau 3-10 Proportion des POC (%) et *valeur-p* (KW) associées à la présence de neige sur les sommets.

Proportions calculées selon une catégorisation de cohérence et de la présence d'une précipitation.

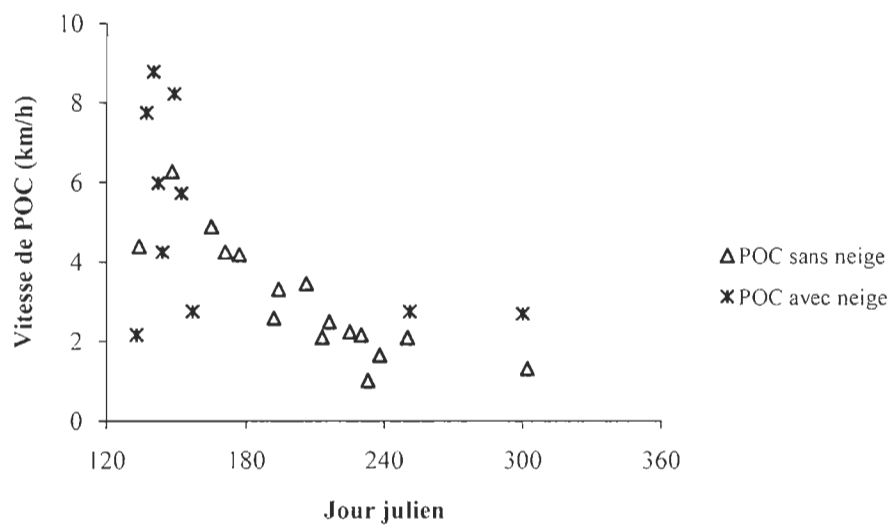
POC	Présence de neige (%)
Cohérente	31,6
Incohérente	62,5
<i>Valeur-p</i> (KW)	0,15
Avec précipitation	34,8
Sans précipitation	100
<i>Valeur-p</i> (KW)	0,02**

** Distributions significativement différentes

a)



b)



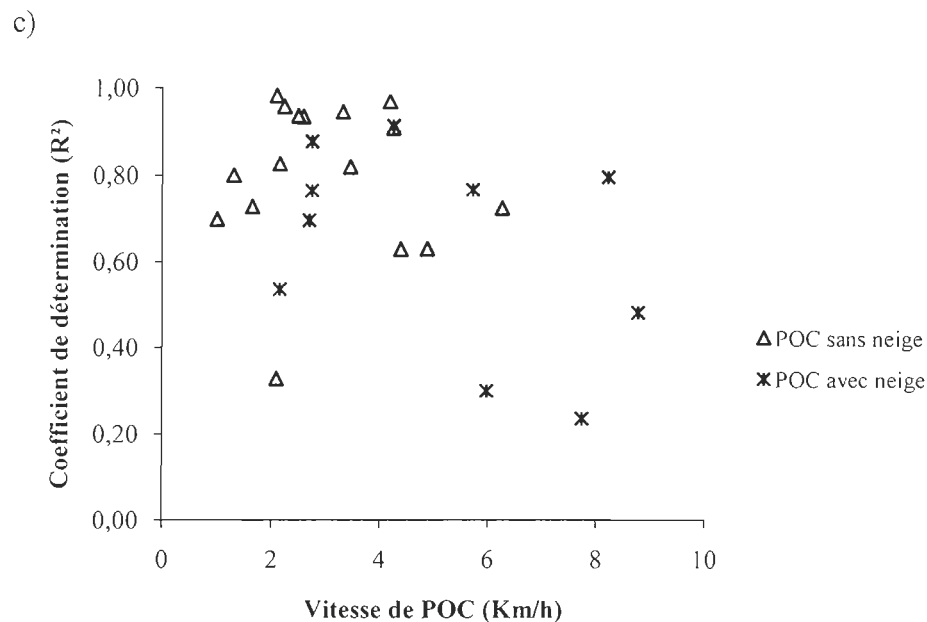


Figure 3-10 Distributions des caractéristiques de POC selon la présence de neige.

a) La cohérence en fonction des jours juliens; b) la vitesse en fonction des jours juliens; c) la cohérence en fonction de la vitesse.

Tableau 3-11 Valeurs moyennes des caractéristiques de POC en fonction de la présence de neige

POC	Jour julien	R^2	Vitesse (km/h)
Avec neige	182	0,59	4,2
Sans neige	197	0,80	3,6
Valeur-p (KW)	0,02**	0,02**	0,02**

** Distributions significativement différentes

Tableau 3-12 Distribution du nombre de POC selon les variables hydrométéorologiques liquide et solide.

POC	Présence de neige seulement	Présence de neige et précipitation	Précipitation seulement	Total
Cohérente	1	5	13	19
Incohérente	3	3	2	8
Total	4	8	15	27
%	14,8	29,6	56,5	100

3.2.2 Caractéristiques du bassin versant et du corridor fluvial

L'analyse des variables environnementales physiques sur la POC se compose principalement de variables surfaciques et une temporelle. Comme approfondies dans la section suivante, ces variables suivent en général une tendance dans la progression de leurs valeurs de H1 vers H6. Les analyses de régression faites selon la vitesse intra-bassin versant sont faites sur les valeurs médianes et, avec un n de 5, la valeur critique de r est de 0,81, donc le R^2 doit atteindre 0,66 pour présenter une relation significative.

3.2.2.1 Variables environnementales physiques

Idéalement, l'analyse de l'effet des variables physiques sur la POC devrait se faire à partir de la comparaison de POC de plusieurs bassins versants aux caractéristiques contrastées et indépendantes. Une telle analyse, cependant, nécessiterait un effort colossal pour le déploiement d'instruments dans plusieurs bassins versants. Ici, nous utilisons la division du bassin versant en sous-bassins versants pour examiner les relations potentielles entre les variables surfaciques et les POC pour ces sous-bassins versants. Le bassin versant de la rivière à Pierre possède en effet diverses caractéristiques physiques qui lui sont propres et qui permettent d'envisager une telle analyse. Le fait que les sous-bassins versants ne soient pas indépendants les uns des autres est un problème pour cette analyse, mais nous désirons tout de même examiner les relations entre les vitesses de POC dans ces sous-bassins versants et les variables environnementales qui les caractérisent. Les dépôts de surface, les pentes, les variables morphométriques et la couverture végétale sont les variables environnementales considérées dans cette section pour chacun des sous-bassins versants. Puisqu'il n'y a pas de contrôle artificiel, ni de lacs ou marais, l'écoulement provient essentiellement de l'eau souterraine ou de l'eau par chenaux transitoires et l'on peut penser que les quatre variables identifiées sont les plus adéquates pour expliquer la réponse hydrologique.

Tableau 3-13 Coefficient de corrélation (r) de la vitesse de propagation intra-bassin versant de l'ensemble des POC et les variables environnementales physiques.

	Mince till de surface	Pentes	Pente sans plateaux	Rapport de bifurcation	Densité de drainage	Compacité de Gravélius	Valeur critique r
r	0,15	-0,22*	-0,22*	0,03	-0,11	-0,21*	0,19

* Distributions significativement corrélées

Dépôts de surface

Alors que la majorité des proportions des unités quaternaires augmentent de l'amont vers l'aval, les proportions de superficie associées à la roche mère sous un till de faible épaisseur diminuent. La roche mère, fortement dominante dans l'ensemble voit sa proportion passer de 80,9% (BV1) à 67,6% (BV6) (Tab. 2-2; Fig 2-2). La relation entre la vitesse intra-bassin versant de l'ensemble des POC entre les capteurs de pression et la proportion de roche mère sous un mince till présente une corrélation non-significative ($r = 0,15$) (Tab. 3-13; Fig. 3-11). De plus, le coefficient de détermination des médianes de vitesse intra-bassin versant des POC est non-significatif avec une valeur du R^2 de 0,20.

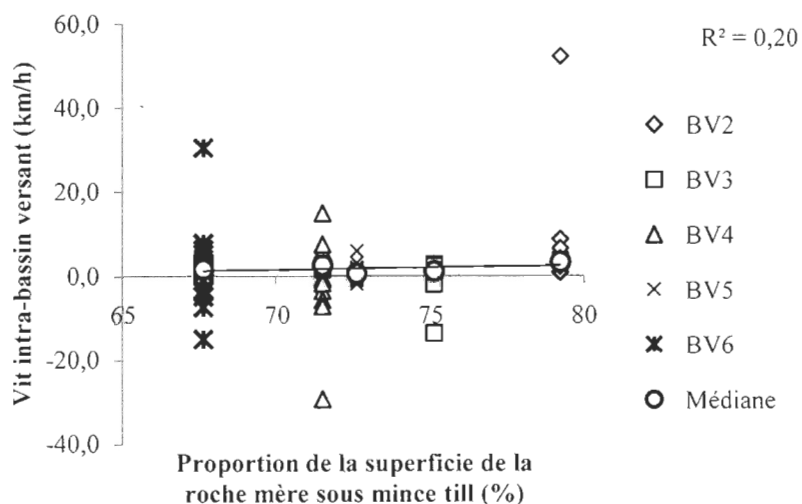


Figure 3-11 La relation de la vitesse de POC intra-bassin versant avec la proportion de roche mère sous un mince till.

Les vitesses intra-bassin versant utilisées sont celles de la distribution des POC cohérentes seulement.

Catégorisation des pentes

Les versants du territoire à l'étude permettent le constat de tendances pour expliquer les POC (Tab. 3-13). De plus, en fonction de l'augmentation de la superficie des sous-bassins versants, il y a une tendance à la diminution dans la proportion occupée par les catégories de faibles et moyennes pentes (Tab. 2-6). Bien que cette tendance se généralise sur les classes de pente faible et moyenne, elle ne s'applique pas pour l'ensemble des catégories qui les composent. En effet, la variabilité des catégories 1 et 5 ne présente pas cette diminution dans leur proportion de territoire occupé. Simultanément, de l'amont vers l'aval il y a une diminution dans la proportion de la superficie occupée par le fond de la vallée par rapport à celle occupée par les plateaux, toutes deux, composées des zones à faible pente (catégories 1 et 2). La différence entre la figure 2-9a et b est que cette deuxième fait la distinction entre les plateaux et la vallée qui a permis de confronter la vitesse de POC intra-bassin versant en excluant la capacité réservoir des plateaux.

Le tableau 2-6 et la figure 2-9 permettent de constater la progression de la superficie occupée par les plateaux et la diminution de celle par le fond de la vallée. En effet, les proportions occupées par les pentes de catégorie 1 sur le fond de la vallée passent de 19,4% à 5,6% et de 25,5% à 4,5% pour les pentes de la catégorie 2. Les pentes de régression montrent ainsi que les catégories de pentes, avec et sans les valeurs de superficies des plateaux, n'ont pas d'influence significative sur la vitesse intra-bassin versant avec des R^2 de 0,12 et 0,43 (Fig. 3-12). Cependant, considérant l'ensemble des données de vitesse de POC intra-bassin versant, les pentes testées présentent des liens de causalité significatifs ($r = -0,22$; $-0,22$) (Tab. 3-13).

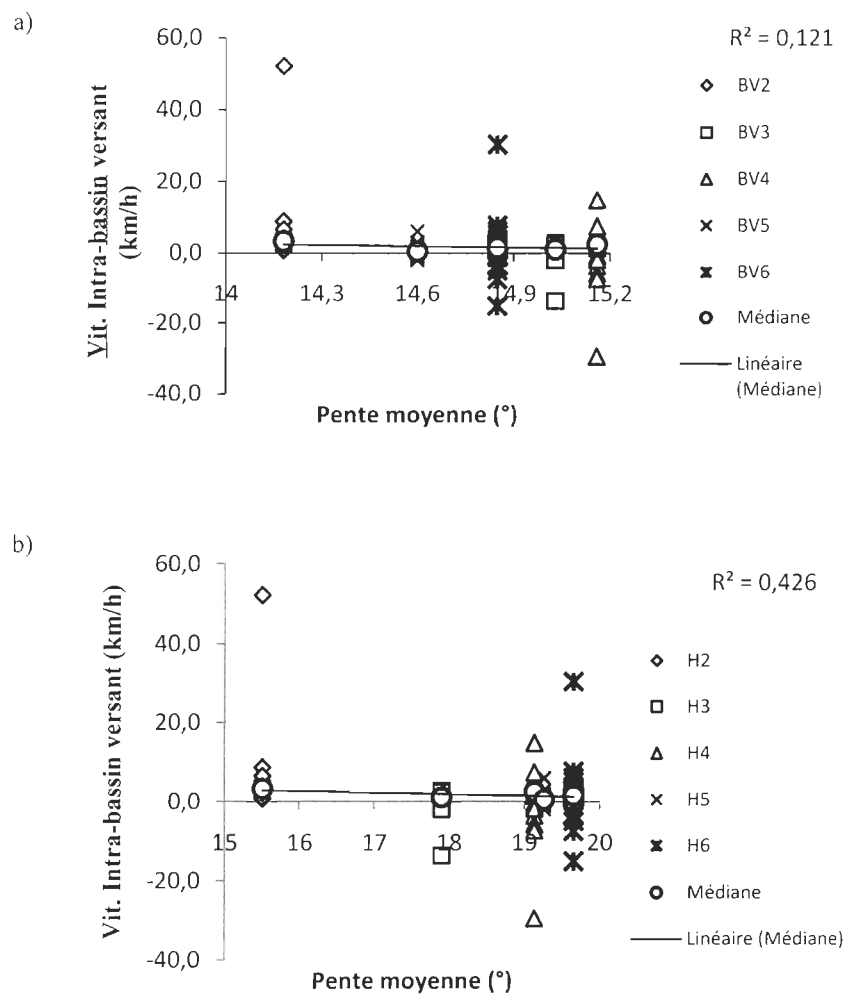


Figure 3-12 Relation des valeurs moyennes de l'angle des pentes sous-bassins versant de la rivière à Pierre et de la vitesse moyenne de POC intra-bassin versant.

Les vitesses intra-bassin versant utilisées sont celles de la distribution des POC cohérentes seulement.
a) Pentés moyennes totales; b) Pentés moyennes excluant les plateaux.

Variables morphométriques

Le rapport de bifurcation croît de BV1 à BV4 avec un coefficient passant de 4,25 à 6,36, pour ensuite baisser à la hauteur de BV5 à la valeur de 3,43, malgré une distance de moins de 1 km séparant BV4 et BV5. Entre ces deux sous-bassins versants, il se produit également une hausse du coefficient de la densité de drainage, passant d'une valeur de 0,88 à 1,29. La compacité de Gravélius, quant à elle, montre une tendance générale vers l'élongation du bassin versant de BV1 vers BV6 avec des valeurs de 1,43 à 1,69.

Avec une valeur du R^2 de 0,36 pour le *rapport de bifurcation*, de 0,43 pour la *densité de drainage* et de 0,40 pour le *coefficient de Gravélius*, les variables morphométriques s'avèrent non-significatives pour influencer la vitesse intra-bassin versant de la POC. Cependant, considérant l'ensemble des données de vitesse intra-bassin versant de POC, le coefficient de Gravélius présente un lien de causalité significatif inverse ($r = -0,21$) (Tab. 3-13).

Tableau 3-14 Caractéristiques morphométriques du bassin versant de la rivière à Pierre. Morphométrie en fonction de ses sous-bassins versants : Rapport de bifurcation; densité de drainage; compacité de Gravélius.

Capteur de pression	Rapport de bifurcation	Densité de drainage	Compacité de Gravélius
H1	4,25	0,66	1,43
H2	5,50	0,70	1,42
H3	5,70	0,79	1,57
H4	6,36	0,88	1,65
H5	3,43	1,29	1,65
H6	3,57	1,31	1,69

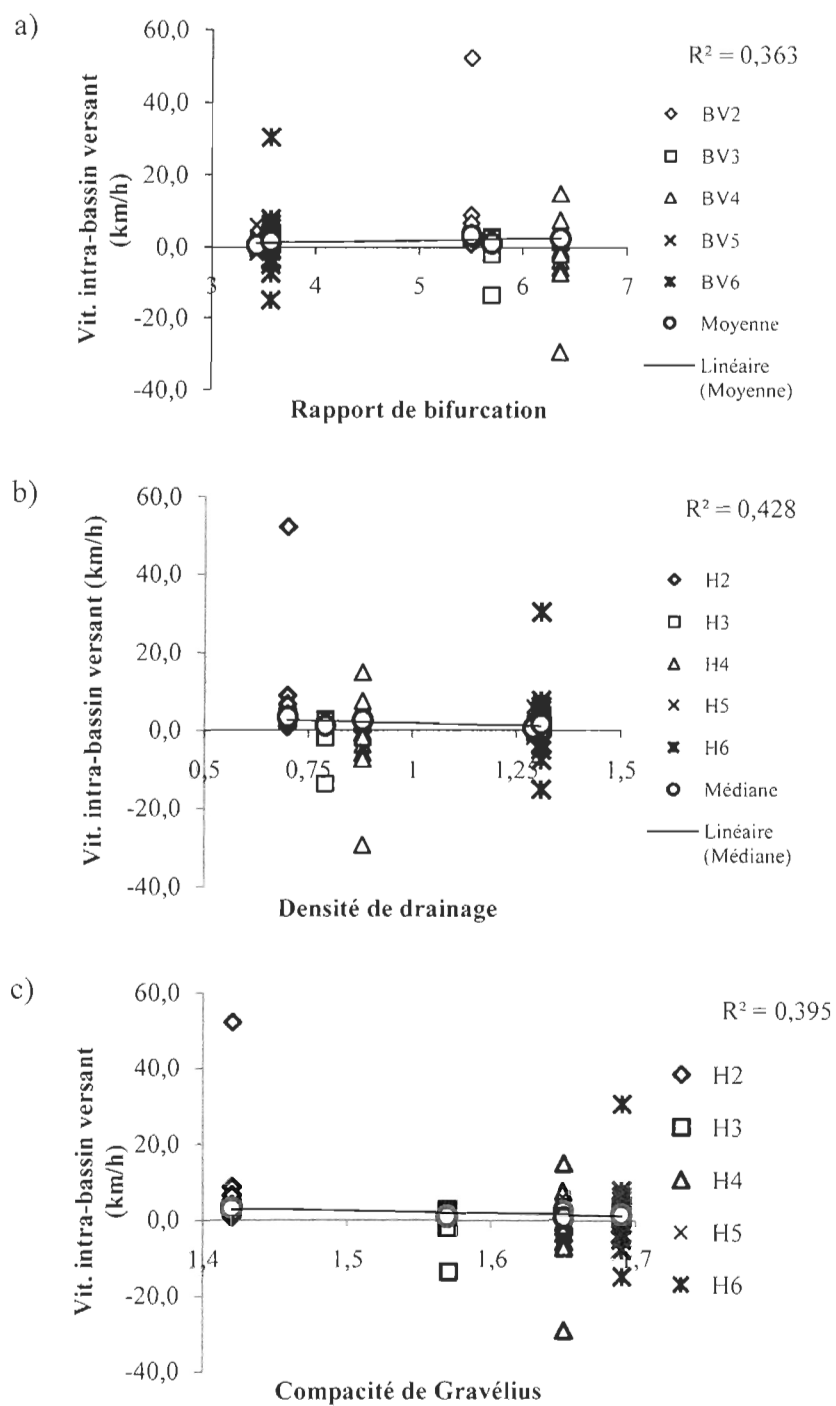


Figure 3-13 Relation de la vitesse de POC intra-bassin versant et les variables morphométriques. Les vitesses intra-bassin versant utilisées sont celles de la distribution des POC cohérentes seulement. a) Rapport de bifurcation; b) Densité de drainage; c) Compacité de Gravélius.

Végétation

L'évolution des stades dans le développement des feuilles d'arbres est liée à la période printanière pour éventuellement atteindre un plateau vers le jour julien 170, ce qui correspond sensiblement au début de l'été (Fig. 3-14). Sur les 12 corrélations testées entre le développement végétal et les caractéristiques de POC, 9 sont significatives (Tab. 3-15). Celles associées aux jours juliens sont toutes significatives ($r = 0,82; 0,82; 0,88; 0,78$) soit, les POC totales, cohérentes, incohérentes et celles générées par une précipitation de 3mm et plus. Celles associées aux R^2 de POC présentent deux valeurs significatives. Les corrélations avec les POC totales et celles générées par une précipitation de plus de 3mm ($r = 0,60; 0,64$). Celles associées aux vitesses de POC présentent trois valeurs significatives inverses. Les corrélations avec les POC totales, cohérentes et celles générées par une précipitation de plus de 3mm ($r = -0,67; -0,49; -0,66$).

Tableau 3-15 Corrélation entre les stades de développement végétal et les POC. Les corrélations sont vérifiées selon l'ensemble des POC, celles associées à une précipitation de 3 mm et plus, et en fonction de leur cohérence.

POC	Jour julien	R^2	Vitesse	Valeur critique du r
Totale	0,82*	0,60*	-0,67*	0,39
Cohérente	0,82*	0,22	-0,49*	0,46
Incohérente	0,88*	0,15	-0,69	0,71
Avec une préc. de plus de 3 mm	0,78*	0,64*	-0,66*	0,50

* Distributions significativement corrélées.

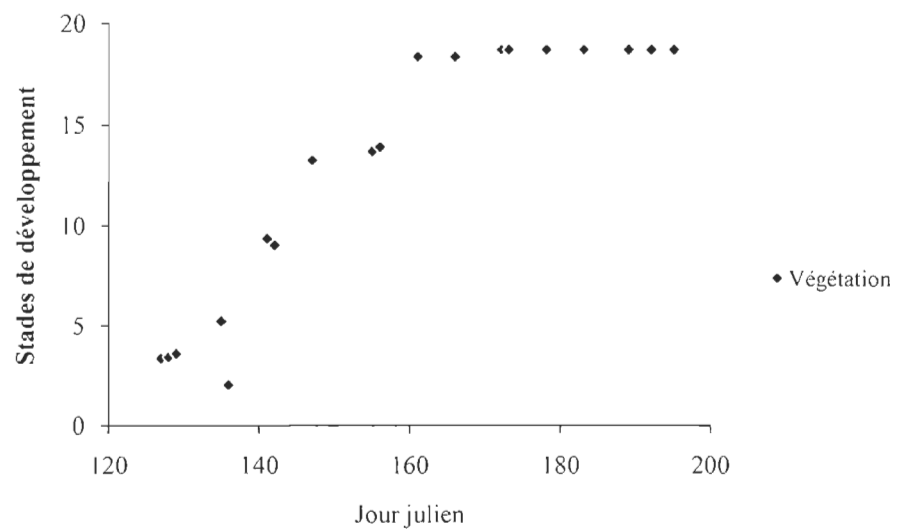


Figure 3-14 Stades de développement végétal moyens en fonction des jours juliens.
Les valeurs concordent à ce qui a été collecté lors de campagnes de terrain faites par Parent-Lacharité et Sirois (communication personnelle) dans les environs du bassin versant de la rivière à Pierre.

CHAPITRE IV

INTERPRÉTATION DES RÉSULTATS ET DISCUSSION

Les caractéristiques de POC analysées entre-elles et avec les données du portrait ont permis la quantification de l'influence des variables environnementales sur la POC. Bien que l'influence s'avère substantielle pour certaines variables hydrométéorologiques et physiques, pour une majorité, ce lien n'est pas significatif. On constate toutefois que la prévisibilité des évènements est influencée par des distinctions environnementales. À l'instar des caractéristiques de POC, les variables avec ces liens forts ou avec ces différences significatives entre les distributions pointent principalement vers une tendance générale associée à la cyclicité annuelle.

4.1 La POC et ses caractéristiques

Avec l'extraction d'un nombre satisfaisant d'évènements, la quantification des caractéristiques de POC (Tab. 3-1) présente des distributions où l'asymétrie permet un constat de tendances (Tab. 3-2 ; 3-3 ; Fig. 3-2 ; 3-3). De plus, ces caractéristiques sont autant d'indices sur la nature de l'onde de propagation.

- 1) *Jour Julien* : En avançant dans la période d'échantillonnage, la concentration des évènements diminue. Puisque les mécanismes environnementaux saisonniers influencent la réponse hydrologique (Knighton, 1998, Musy, 2010), la distribution

observée laisse présager un lien entre la POC et les variables environnementales saisonnières.

- 2) *Cohérence* : La direction dominante de propagation de nos événements est de l'amont vers l'aval, ce qui concorde avec les observations de Lighthill et Whitman (1955) et Thual (2008). Toutefois, chaque POC parcourt le chenal selon un déplacement qui lui est spécifique (Annexe E). Bien qu'une majorité soit cohérente dans leur propagation (Tab. 3-1, Fig. 3-2b ; 3-3b), les POC incohérentes, même inverses, montrent l'imprévisibilité du phénomène.
- 3) *Vitesse* : Situées entre 1 km/h et 9 km/h avec un mode de 2 à 3 km/h (Fig. 3-2c), les vitesses de propagation sont comparables à celles du courant attendues. Nos observations vont ainsi dans le même sens que celles de Knighton (1998) et Dooge et Bruen (2005), où la vitesse du courant explique en partie celle de la propagation d'une onde de crue. Outre ce rapprochement entre la vitesse du courant et celle de la POC, cette avenue n'est pas explorée plus profondément.

Nos analyses permettent toutefois d'observer une tendance à cyclicité annuelle (fig. 3-3b), tendance appuyée par une corrélation inverse significative avec les jours juliens (Tab. 3-3). Ainsi, en fonction de la vitesse enregistrée, il est possible d'établir une date d'occurrence approximative. En effet, au printemps, sa distribution présente une grande étendue de valeurs où la vélocité est principalement élevée; l'été, les valeurs de vélocités et l'étendue de la distribution sont moins grandes; et, bien que l'automne ne permet pas une analyse adéquate avec deux événements, les valeurs sont en continuité avec celles de l'été.

Puisque la vitesse de propagation joue sur le temps alloué aux communautés pour répondre à un risque naturel, elle peut alors devenir un facteur aggravant (MSC, 2009). Sa compréhension revêt ainsi un caractère particulier sur le côté préventif.

Avec une dynamique environnementale qui influence la concentration d'évènements en fonction des saisons (Horton, 1933; Knighton, 1998; Assani *et al.*, 2007; Petrow *et al.*, 2007; NHMP, 2008), il faut donc rester prudent avec l'interprétation puisque les distributions seraient possiblement différentes si on s'en était tenu à un cycle annuel d'échantillonnage. Toutefois, la conservation du plus grand nombre d'évènements est préférable pour l'atteinte de notre objectif.

Caractéristiques de POC en fonction des sous-bassins versants

Sur les trois caractéristiques de la POC, la vitesse est la seule pouvant servir d'indicateur intra-bassin versant. Cependant, les vitesses moyennes dans la succession des sous-bassins versants, de H1 à H6, ne sont pas cohérentes ($R^2 = 0,22$) (Fig. 3-4c). Ce constat présente une difficulté puisque l'analyse des variables environnementales physiques se fait à partir de cette caractéristique. En conséquence, bien que les résultats extraits font partie de l'analyse, l'interprétation qui leur est associée doit rester nuancée.

Les données intra-bassin versant des *temps de montée* et des *proportions de la montée du niveau de surface* présentent des tendances significatives dans la variabilité de leur progression vers l'aval (Fig. 3-4a et b). On remarque que le patron de cette progression est similaire à celui que l'on voit sur la figure 1-8b qui présente une onde de diffusion. Ainsi, ces données intra-bassin versant sont des indices sur la nature de l'onde fluviale (Tab. 1-1) (Thual, 2008).

Caractéristiques de POC en fonction de la catégorisation de cohérence

Les valeurs moyennes des caractéristiques des POC cohérentes et incohérentes présentent des différences. On constate que les POC cohérentes se produisent une vingtaine de jours après, pour une vitesse de près de 2 km/h inférieure à celles incohérentes (Tab. 3-2). Ce constat

s'aligne avec la littérature (Horton, 1933; Knighton, 1998; Assani *et al.*, 2007; Petrow *et al.*, 2007; NHMP, 2008) où la saisonnalité de certaines variables environnementales influence sur la réponse hydrologique. Nos résultats offrent ainsi des précisions sur les caractéristiques attendues des POC.

- 1) Un fort lien de causalité présente une influence inverse de la vitesse sur la date d'occurrence (Tab. 3-3). Ainsi, en connaissant la vitesse d'une POC, il est possible d'attribuer une date d'occurrence approximative.
- 2) Les POC incohérentes présentent une vitesse moyenne supérieure à celles cohérentes. Cependant, la vitesse n'arbore pas de différence significative selon sa catégorisation. On explique ce résultat par le fait que les POC cohérentes représentent 50% des évènements à vitesse de ≥ 5 km/h et qu'une proportion suffisante de POC incohérentes (25%) se caractérise par une faible vitesse ($3 \geq 2$ km/h) (Fig. 3-3c). On ne peut donc pas s'avancer sur l'appartenance d'une POC à une catégorie de cohérence, en ayant comme seule valeur sa vitesse de propagation (Tab. 3-3).

Ces éléments d'analyse présentent des indices supplémentaires afin de mieux comprendre la nature du phénomène, l'influence des variables environnementales et la capacité de prévention.

4.1.1 La nature de la POC

À partir des caractéristiques conceptuelles des ondes fluviales (Tab. 1-1) et des caractéristiques discutées dans le point 4.1, il est légitime d'associer l'appellation *dynamique* à la nature des ondes fluviales de cette étude. Grâce aux travaux des auteurs tels qu'Horton (1933), Lighthill et Whitman (1955), Ponce and Simons (1977), USDA (1986), Ponce (1991), Lamagat *et al.* (1993), Laglaine (1994), Moussa (1996), Moussa et Bocquillon (1996), Ponce *et al.* (1996), Knighton (1998), Moussa et Bocquillon (2000), Mujumbar (2001), Tsai (2005), Dooge et Bruen (2005), Tsai et Yang (2005), Anderson *et al.* (2006), Araud et Champredonde (2007), Degoutte (2008), Thual (2008), et Mishra et Seth (2009), les attributs pour déterminer la nature de l'onde permettent alors de s'avancer dans un cadre conceptuel connu (Tab. 1-1; Fig. 1-8).

Nos résultats montrent que les valeurs intra-bassin versant de variabilité de la magnitude et du temps de montée présentent une pente dans leur progression vers l'exutoire (Fig. 3-4a, b). Dès lors, l'onde cinématique est écartée (Fig. 1-8a). Ces valeurs peuvent cependant être associées à l'onde dynamique et à celle de diffusion. Cette dernière est discréditée en la confrontant aux critères propres à l'onde dynamique (Tab. 1-1).

- 1) Aucun intrant ou extrant significatif n'est associé à l'onde de diffusion (Lighthill et Whitman, 1955). En milieu naturel, cette condition est difficilement atteignable et le bassin versant de la rivière à Pierre ne fait pas exception.

En effet, avec une succession relativement constante des précipitations (Fig. 3-6) dont la variabilité spatio-temporelle affecte l'ensemble du territoire, 38 tributaires alimentent le chenal à l'étude (Tab. 2-3). Il faut également considérer l'origine glacio-marine de la vallée (Gagnon, 1970; Héту et Gray, 1985; 2000) d'où résultent différentes matrices poreuses réparties sur le bassin versant et principalement le long du chenal principal (Tab. 2-1 ; Fig. 2-4). En fonction des conditions hydrométéorologiques, ces matrices peuvent alors prendre le rôle d'intrant ou

d'extrant (Hewlett et Hibbert, 1967; Kirkby, 1988; Knighton, 1998). De plus, la végétation joue un rôle dans la rétention et l'extraction d'eau sur le bassin versant (Horton, 1933; Champoux et Toutant, 1988).

Ainsi, les précipitations, l'évapotranspiration et les dépôts de surface agissent sur les intrants ou extrants du réseau hydrographique qui, lui-même, influence l'écoulement du chenal principal;

- 2) L'onde de diffusion est caractérisée par une certaine constance dans l'étendue de son nombre de Froude avec une valeur de variation inférieure à 0,462 (Lighthill et Whitman, 1955). On s'attend donc à une certaine constance des styles fluviaux du chenal où elle sera observée. Cependant, la campagne terrain a permis de constater une variation et une alternance des styles fluviaux passant de cascades, principalement en amont, à méandres, principalement en aval. Ces observations terrain sont appuyées par l'interprétation de la carte topographique et de la pente du chenal (Fig. 2-3; 2-5). De plus, cette même campagne terrain a révélé la présence ponctuelle de chutes. Cette succession de styles fluviaux porte ainsi l'étendue du nombre de Froude à une valeur supérieure à 0,462;
- 3) La vitesse de propagation d'une onde de diffusion est égale à celle du courant. Cette caractéristique ne peut pas être corroborée par les POC répertoriées. En effet, la vitesse n'est pas nécessairement linéaire et parfois, le passage de l'onde a été enregistré simultanément sur les deux appareils, le même type d'observation a précédemment été signalé par Lamagat *et al.* (1993). De plus, à l'intérieur d'un même évènement, la direction de propagation peut alterner entre l'aval et l'amont (Annexe E). Bien que la vitesse de POC soit similaire à celle que l'on s'attend de la vitesse du courant sur la rivière à Pierre, ces situations montrent des distinctions considérées lors de la détermination de la nature de l'onde.
- 4) La propagation de l'onde de diffusion est unidirectionnelle, et dans le cadre d'une onde fluviale, elle doit être de l'amont vers l'aval (Thual, 2008). Lors du traitement

des données, deux évènements ont été extraits et ensuite retirés de l'analyse, pour la raison que leur propagation s'est faite de l'aval vers l'amont, ce qui correspond à une nature dynamique (Lighthill et Whitman, 1955; Ponce, 1991; Lamagat *et al.*, 1993). De plus, le R^2 d'une POC est l'indicatif du passage d'une crue au niveau de chacun des capteurs de pression. Si l'on regarde individuellement chacune d'elles et, principalement celles incohérentes (Annexe E), malgré une tendance générale de propagation amont-aval, il arrive que le passage de cette crue est enregistré en amont suite à son passage à l'exutoire. Ces différentes observations sur la propagation de l'onde fluviale montrent qu'elles peuvent être bidirectionnelles sur les 21 km du secteur à l'étude de la rivière à Pierre.

Ainsi, ces quatre critères, qui sont l'apanage de l'onde dynamique, permettent de déterminer la nature des ondes fluviales de l'étude : elles correspondent à des ondes fluviales dynamiques. Cette connaissance est non seulement essentielle à l'interprétation générale mais aussi sur le plan préventif.

4.2 Variables environnementales

Pour l'atteinte de l'objectif, la détermination et la quantification des caractéristiques des variables environnementales ont été une pièce majeure. En effet, elles représentent l'environnement spatio-temporel dans lequel évoluent les POC (Lamagat *et al.*, 1993; Knighton, 1998). Comme signalé par Entekhabi *et al.*, (1999), la difficulté principale associée à ces variables est la résolution que l'on peut en faire en raison de la variabilité spatiale, temporelle ou spatio-temporelle de chacune d'elles. Difficulté surmontée grâce à l'instrumentation et les programmes informatiques qui ont permis d'atteindre une résolution convenable aux analyses.

Suite à la quantification de l'influence des variables environnementales sur la POC, on constate que certaines d'entre elles ont un ascendant sur cette dernière. Cet ascendant atteint des niveaux significatifs en lien avec les précipitations, les conditions antécédentes, la présence de neige et la végétation. Ces liens font écho à ce que l'on trouve dans l'ouvrage de Knighton (1998). Ainsi, les variables environnementales influencent la POC.

4.2.1 Variables hydrométéorologiques

Les précipitations solides et liquides et la neige au sol sont les variables hydrométéorologiques présentes pour le nord gaspésien. Avec des tendances de fréquence, de durée, d'intensité et de la date d'occurrence, elles influencent la réponse hydrologique. De plus, la neige représente un réservoir d'eau perché à la merci de la météo, ce qui engendre une dynamique de POC différente (Fig. 3-10) où un évènement peut se déclencher sans précipitations. Nos résultats sont en continuité avec les observations de Gagnon (1970) et concordent avec la littérature où la fréquence et l'intensité des précipitations sont associées au cycle climatique annuel d'un territoire (Kavvas et Govindaraju, 1991; Cunderlik et Burn 2002; Kusumastuti *et al.*, 2007; Petrow *et al.*, 2007; Struthers et Sivapalan, 2007; NHMP, 2008; Musy, 2010).

4.2.1.1 Précipitations

Variabilité des précipitations

Monter le portrait hydrométéorologique du bassin versant s'est avéré une étape obligée à la compréhension des précipitations, ce qui permet ensuite de quantifier leur influence sur la POC (section 1.3). Avec un nombre convenable d'évènements pour les analyses, quantifier la variabilité des caractéristiques permet alors le constat de tendances dans les diverses distributions (Tab. 3-4; Fig. 3-5, 3-6), tendances préalablement observées et discutées par

Horton (1933), Knighton (1998), Cunderlik et Burn (2002) et Kusumastuti *et al.* (2007). À l'instar des POC, la période d'échantillonnage pluviométrique ne correspond pas à un cycle annuel. Outre le manque de données sur les conditions antécédentes des deux premières semaines du printemps, ce bris dans la série de données est sans conséquence apparente sur les analyses des liens avec la POC. Malgré les tendances observées, la date d'occurrence ne permet pas l'extrapolation de valeurs réalistes de quantité précipitée, de durée ou de provenance.

- 1) Avec des distributions significativement différentes entre l'ensemble des précipitations et celles associées aux POC, la quantité précipitée est un indicateur significatif (Tab. 3-4). En conséquence, plus la quantité précipitée est grande, plus son potentiel à déclencher une POC est élevé.
- 2) On constate une augmentation dans l'étendue des valeurs de précipitations totales en fonction de l'augmentation des jours juliens (Fig. 3-6a). Sur l'ensemble, une majorité des précipitations (86,4%) présente un cumulatif de ≤ 10 mm, avec une répartition relativement uniforme sur l'étendue de la période d'échantillonnage. Alors que les événements à quantité précipitée élevée (≥ 15 mm) représentent 11%, avec une répartition irrégulière et ponctuelle. En conséquence, la date d'occurrence d'un événement ne permet pas d'extrapoler la valeur de sa quantité précipitée.
- 3) On constate une augmentation dans l'étendue de la répartition des valeurs de durée en fonction de l'augmentation des jours juliens (Fig. 3-6b). Il faut tout de même attendre la mi-été pour avoir une première précipitation de longue durée et le maximum de l'étendue des valeurs se produit vers la mi-automne, à cause d'un événement exceptionnellement long. Sur l'ensemble, une majorité des précipitations (75,3%) présente une durée de ≥ 5 heures, avec une répartition relativement uniforme sur l'étendue de la période d'échantillonnage. Alors que les événements à durée élevée (≥ 10 heures) représentent 9,9%, avec une répartition irrégulière et ponctuelle. En conséquence, la date d'occurrence d'un événement ne permet pas d'extrapoler la valeur de sa durée.

- 4) Avec une valeur r de -0,51, la date d'occurrence d'une précipitation influence inversement la provenance de cette dernière (Tab. 3-5). En effet, au printemps, il y a une provenance préférentielle du nord et en automne, une augmentation de celles en provenance du sud. En conséquence, connaître la date d'occurrence d'un évènement permet de s'avancer sur la provenance d'une précipitation.

4.2.1.2 Relation entre les précipitations et les POC

Comme signalé dans la section 1.3, la littérature abonde dans le sens où les précipitations influencent la réponse hydrologique (Horton, 1933; USDA, 1986; Knighton 1998). Nos résultats vont dans cette direction. En effet, ils montrent que les caractéristiques de la quantité précipitée, de la durée, de la provenance, des conditions antécédentes et de la présence de neige sur les sommets présentent des relations significatives avec les différentes catégories de POC. Deux différences significatives entre des distributions (KW) sont trouvées et 13 corrélations (r) significatives des variables hydrométéorologiques sont associées à la POC. Cependant, afin de conserver une nuance essentielle pour une interprétation prudente et conservatrice, seules les corrélations significatives fortes sont utilisées dans la discussion. Elles sont au nombre de sept et concernent essentiellement la date d'occurrence des POC. On peut ainsi affirmer que la saisonnalité de l'hydrométéorologie et des POC est liée. Ce portrait hydrométéorologique du bassin versant permettant l'analyse et l'interprétation de liens significatifs augmente notre compréhension des conditions potentielles au déclenchement d'une POC.

La relation des précipitations avec les POC

Les précipitations associées aux POC présentent des moyennes des quantités précipitées et de durée près de la moitié plus élevées que celles de l'ensemble des précipitations (Tab. 3-4). Les analyses ont permis de trouver une différence significative entre des distributions et

quatre corrélations significatives entre les variables hydrométéorologiques et l'ensemble des POC. Cependant, seules la *valeur-p* (KW) et les deux corrélations significatives fortes sont utilisées dans la discussion.

Présentant 2,6 mm de différence entre les distributions de la quantité précipitée de l'ensemble des précipitations et celles génératrices de POC, l'analyse de Kruskal-Wallis indique qu'elles n'appartiennent pas à la même distribution (*valeur-p* (KW) = 0,05) (Tab. 3-4). De plus, la quantité précipitée d'une précipitation génératrice de POC présente une corrélation significative forte avec la date d'occurrence d'une POC ($r = 0,65$) (Tab. 3-6). Ainsi, cette caractéristique hydrométéorologique est pertinente pour comprendre la POC dans un but préventif. Concernant la durée des précipitations, malgré les 114 minutes de différence entre les distributions de durée, cette différence n'est pas significative (*valeur-p* (KW) = 0,19) (Tab. 3-6). On explique l'absence de différence significative par un nombre suffisamment grand de précipitations de longue durée qui ne sont pas associées à une POC. Cependant, la durée d'une précipitation génératrice de POC présente une corrélation significative forte avec la date d'occurrence d'une POC ($r = 0,63$) (Tab. 3-6). Cette caractéristique hydrométéorologique présente alors un indice supplémentaire pour comprendre la POC dans un but préventif. Dans l'ensemble, ces résultats permettent des déductions :

- 1) Une quantité précipitée élevée augmente significativement le potentiel d'une précipitation à générer une POC.
- 2) Lors d'une précipitation, sa quantité précipitée nécessaire au déclenchement d'une POC augmente avec l'avancement du cycle annuel.
- 3) Lors d'une précipitation, sa durée nécessaire au déclenchement d'une POC augmente avec l'avancement du cycle annuel.

À noter que certaines POC sont déclenchées par une précipitation faible et courte, voire nulle (Annexe F). Ce point est traité plus en profondeur à 4.2.1.3.

La relation des précipitations avec les distributions de cohérence de POC

Nos résultats montrent qu'en augmentant la quantité précipitée, une précipitation augmente sa capacité à générer une POC (Tab. 3-4). Mais, qu'en est-il des liens entre les caractéristiques de l'hydrométéorologie et celles des catégories de cohérence de POC? Nos résultats présentent une différence significative de distributions et huit corrélations significatives. Cinq des corrélations sont significatives et fortes et seront utilisées dans la discussion. Elles concernent essentiellement la date d'occurrence des POC, indiquant à nouveau une relation entre la saisonnalité de l'hydrométéorologie et les POC.

On constate des différences, en faveur des POC cohérentes, d'environ trois fois plus de quantité précipitée, d'une durée supérieure d'environ 2h30, et environ 20% de plus de la proportion des précipitations en provenance du nord (Tab. 3-7). Toutefois, ces distributions ne présentent pas de différence significative (*valeurs-p* (KW) = 0,12; 0,32; 0,56) (Tab. 3-5; 3-6), et elles ne peuvent donc pas être utilisées comme indicateurs pertinents dans la prévention des POC selon leur catégories de cohérence. Cependant, les caractéristiques des précipitations présentent des corrélations significatives et fortes ($r = 0,65; 0,53; -0,63; 0,96; 0,85$) avec les jours juliens des POC (Tab. 3-5; 3-6). Dans l'ensemble, ces résultats permettent les déductions suivantes :

- 1) La quantité précipitée d'une précipitation génératrice d'une POC cohérente ou incohérente augmente avec l'avancement du cycle annuel. Donc, en connaissant la quantité précipitée d'une précipitation et la période du cycle annuel, on peut s'avancer sur son potentiel à générer une POC cohérente ou incohérente.
- 2) La durée d'une précipitation génératrice d'une POC cohérente ou incohérente augmente avec l'avancement du cycle annuel. Donc, en connaissant la durée d'une précipitation et la période du cycle annuel, on peut s'avancer sur son potentiel à générer une POC cohérente ou incohérente.

- 3) En avançant dans le cycle annuel, la provenance du sud d'une précipitation augmente les chances que cette dernière engendre une POC cohérente. Malgré cette valeur significative forte, 80% des POC cohérentes totales sont générées par une précipitation en provenance du nord. C'est pourquoi, prise isolément, la provenance ajoute à la compréhension de la dynamique derrière la POC mais très peu à la possibilité de prévention. En effet, l'absence de différence significative entre les distributions des provenances (*valeur-p* (KW) = 0,48; 0,56) ne laisse pas d'indice préventif sur l'avènement d'une POC (Tab. 3-5, Fig. 3-7).

Interprétation générale de la relation des POC avec les précipitations

Dans l'ensemble, cinq constatations des caractéristiques de précipitation permettent de s'avancer sur leur influence sur les POC :

- 1) Lors d'une précipitation, sa quantité précipitée nécessaire au déclenchement d'une POC augmente avec l'avancement du cycle annuel.
- 2) Lors d'une précipitation, sa durée nécessaire au déclenchement d'une POC augmente avec l'avancement du cycle annuel.
- 3) Plus la quantité précipitée d'une précipitation est élevée, plus grandes sont les chances que cet événement génère une POC cohérente ou incohérente et ce, peu importe la date d'occurrence.
- 4) Plus la durée d'une précipitation est élevée, plus grandes sont les chances que cet événement génère une POC cohérente ou incohérente et ce, peu importe la date d'occurrence.
- 5) En avançant dans le cycle annuel, la provenance sud d'une précipitation augmente les chances de cette dernière à engendrer une POC cohérente.

Toutefois, selon les moyennes et le mode dans le déplacement, il est intéressant de sortir les caractéristiques approximatives d'une précipitation typique à s'abattre sur le bassin versant de la rivière à Pierre (1) et de celle qui sera instigatrice de POC (2).

- 1) Elle est d'une durée de 5 heures pour une intensité moyenne de 1,3 mm/hrs et la provenance, du nord.
- 2) Elle est d'une durée d'environ 7 heures pour une intensité moyenne de 1,3 mm/hrs et elle provient du nord.

On constate ici que la durée, bien que ne présentant pas de différence significative de distributions (Tab. 3-4), présente la seule caractéristique où il y a une différence appréciable dans cette comparaison.

4.2.1.3 Relation entre les conditions antécédentes et les POC

La quantité d'eau accessible à l'écoulement n'est pas seulement fournie par la précipitation génératrice d'une réponse hydrologique mais par un ensemble de facteurs composé des précipitations précédentes (Knighton, 1998; William *et al.*, 2002), de l'évapotranspiration (Bouchet, 1963; Woods, 2006; Struthers et Sivapalan, 2007; Kusumastuti *et al.*, 2007) et de l'emmagasinement (USDA, 1986; Kirkby, 1988; Knighton 1998; Sophocleous, 2002; Kusumastuti *et al.*, 2007), d'où la pertinence de confronter la POC aux conditions antécédentes.

Conditions antécédentes des précipitations

Les cumulatifs des précipitations des 72 heures et du nombre moyen de précipitations des deux semaines précédant une POC sont respectivement de 6,5 et 16,5 mm et de 4,4 et 6

événements de précipitation. Ces catégories de conditions antécédentes ont ainsi permis de tester non seulement deux types de conditions antécédentes mais également deux périodes. On constate également que la période printanière est caractérisée par les valeurs des conditions antécédentes les plus basses. Ces valeurs s'expliquent en partie par le fait que la première POC a été enregistrée peu de temps après que l'instrumentation s'est libérée des glaces et que le printemps est caractérisé par une concentration de POC (Tab. 3-1; Fig 3-6). Pour ces raisons, il peut y avoir des incohérences dans les valeurs des conditions antécédentes. Cependant, puisque ces données sont celles accessibles pour l'analyse, le protocole du traitement des données n'a pas été différent en fonction de la date d'occurrence de POC.

Le cumulatif des précipitations des 72 heures précédant une POC pointe vers un accroissement de la valeur totale précipitée avec l'avancement des jours juliens (Fig. 3-8). Cette tendance s'explique principalement par l'augmentation des valeurs des caractéristiques des précipitations (Fig. 3-6). L'accroissement de ces valeurs est d'autant plus visible si les POC cohérentes sont les seules considérées. Alors que les POC incohérentes présentent un cumulatif maximum légèrement au-dessus de 10 mm soit, cinq fois moins élevé que le maximum des POC cohérentes. Les POC printanières ne présentent pas de valeurs élevées mais, une fois la période estivale commencée, une valeur est inférieure à 10 mm. Avec une valeur moyenne près de trois fois plus élevée entre les distributions des POC cohérentes et incohérentes, la différence est significative (*valeur-p* (KW) = 0,02) (Tab. 3-8), et cette distinction est également indiquée avec une valeur *r* significative associée au R^2 des POC (Tab. 3-9). Ces résultats s'expliquent, en partie, par le fait que le printemps est caractérisé par de nombreuses précipitations faibles et de courte durée (Fig. 3-6) mais également par une forte présence de POC incohérentes. En conséquence, plus le cumulatif des précipitations des 72 heures précédant une POC est élevé, plus grandes sont les chances que la POC générée soit cohérente. Ainsi, ces deux résultats permettent d'affirmer que la valeur des quantités précipitées des derniers 72 heures est un indicateur pertinent pour catégoriser la cohérence d'une POC potentielle.

Concernant le nombre moyen de précipitations des deux semaines précédant une POC, la période printanière présente l'étendue la plus grande avec des valeurs entre 1 et 11 précipitations. Par la suite, il se produit une réduction et une stabilisation dans l'étendue du nombre de précipitations, se maintenant entre 3 et 9 (Fig. 3-9). Différentes raisons expliquent cette différence d'étendue entre le printemps et le reste de la distribution : l'absence de l'ensemble des données précédant la première POC, la tendance à l'accroissement des valeurs des caractéristiques des précipitations du printemps vers l'automne, la période printanière caractérisée par de nombreuses précipitations faibles et de courte durée. On constate qu'une POC cohérente aura tendance à être précédée par un nombre plus élevé de précipitations qu'une POC incohérente. En effet, aucune POC cohérente n'est précédée par moins de trois précipitations alors qu'aucune POC incohérente n'est précédée par plus de sept. Avec des valeurs moyennes entre les POC cohérentes et incohérentes de 6 et 4,4 précipitations (Tab. 3-6), la différence n'est pas significative (*valeur-p* (KW) = 0,16) (Tab. 3-8). En conséquence, le nombre de précipitations des deux semaines précédant une POC ne permet pas d'en établir la catégorie de cohérence.

Ce lien entre la POC et les conditions antécédentes semble aller dans le même sens que des éléments de la littérature avancée par Horton (1933), Kirkby (1988) et Knighton (1998) sur l'influence de la capacité réservoir et de la conductivité hydraulique sur la réponse hydrologique. Nos résultats indiquent que la quantité précipitée des 72 heures précédant une POC est un indicateur de cohérence de POC, alors que le nombre de précipitations des deux semaines précédant une POC ne l'est pas. Ces résultats permettent la déduction suivante :

- 1) La POC potentielle de se déclencher suite à de faibles précipitations des derniers 72 heures sera incohérente. Alors que celle potentielle à se déclencher suite à une forte valeur sera cohérente (Tab. 3-8).

Présence de neige

La neige sur les sommets représente un réservoir d'eau perché. Cette réserve est la source d'une réponse hydrologique différente de celle d'une précipitation (Knighton 1998; Woods, 2006; Petrow *et al.*, 2007; Musy, 2010). Dans le même sens que la littérature, nos résultats permettent le constat que la présence de neige sur les sommets peut générer des POC. Bien qu'on observe une tendance où une minorité de POC cohérentes et une majorité de POC incohérentes se produisent lorsqu'il y a de la neige sur les sommets (Tab. 3-9; 3-10; 3-12; Fig. 3-10), la catégorie de cohérence à laquelle appartient une POC n'est pas un indicateur de présence de neige (*valeur-p* (KW) = 0,15). Cependant, la seule corrélation significative forte associée aux conditions antécédentes de l'hydrométéorologie est celle de la présence de neige sur les sommets et de la date d'occurrence de POC (Tab. 3-9). Ce lien vient réaffirmer la relation de la saisonnalité de l'hydrométéorologie et de la POC.

De plus, la présence de neige concorde avec l'ensemble des POC qui ne sont pas associées à une précipitation et présente des distributions significativement différentes (*valeur-p* (KW) = 0,02) (Tab. 3-10). En conservant la catégorisation selon la présence de neige et en approfondissant l'analyse, on constate des différences significatives dans la date d'occurrence, la cohérence et la vitesse des POC (*valeur-p* (KW) = 0,02, 0,02 et 0,02) (Tab. 3-9). En conséquence, la présence de neige sur les sommets peut générer des POC. Les POC où il y a présence de neige se produiront plus tôt dans le cycle saisonnier, seront moins cohérentes et plus rapides. Cette variable environnementale est donc un indicateur pertinent dans la prévision des caractéristiques de POC et ces résultats permettent de déduire que :

- 1) Selon la période de l'année, on peut s'avancer sur le potentiel de la présence de neige à générer une POC (Tab. 3-9).
- 2) S'il y a de la neige sur les sommets, une POC peut se déclencher sans précipitation (Tab. 3-10).

- 3) La distribution des jours juliens de POC selon de la présence de neige sur les sommets est significativement différente. Une POC avec neige sur les sommets se produira plus tôt dans le cycle annuel qu'une POC sans neige sur les sommets (Tab. 3-11).
- 4) La distribution des R^2 de POC selon de la présence de neige sur les sommets est significativement différente. Une POC avec neige sur les sommets présentera une cohérence de sa propagation plus faible qu'une POC sans neige sur les sommets (Tab. 3-11).
- 5) La distribution des vitesses de POC selon de la présence de neige sur les sommets est significativement différente. Une POC avec neige sur les sommets sera plus rapide qu'une POC sans neige sur les sommets (Tab. 3-11).

Interprétation générale des conditions antécédentes

Dans l'ensemble, six constatations des caractéristiques des conditions antécédentes permettent de s'avancer quant à leur influence sur les POC :

- 1) Plus la valeur de quantité précipitée des 72 heures précédant une POC est élevée, plus grandes sont les chances que cet événement génère une POC cohérente (Tab. 3-8).
- 2) Selon la période de l'année, on peut s'avancer sur le potentiel de la présence de neige à générer une POC (Tab. 3-9).
- 3) La neige sur les sommets peut générer des POC sans précipitation (Tab. 3-10).
- 4) La neige sur les sommets est un indicateur de la période d'occurrence d'une POC (Tab. 3-11).

- 5) La neige sur les sommets est un indicateur de cohérence de POC (Tab. 3-11).
- 6) La neige sur les sommets est un indicateur de vitesse de POC (Tab. 3-11).

4.3 Caractéristiques du bassin versant et du corridor fluvial

La réponse hydrologique est soumise à l'influence des caractéristiques de surface (Horton, 1933; Champoux et Toutant, 1988; Kirkby, 1988) ainsi qu'à la configuration générale du bassin versant (Knighton, 1998; Degoutte, 2008). L'analyse de ces variables environnementales physiques est donc pertinente pour cette étude.

4.3.1 Variables environnementales physiques

Les variables environnementales physiques présentent différentes relations avec la POC. La classification des pentes et le coefficient de Gravélius présentent des coefficients de corrélation significatifs pour pressentir un lien avec l'écoulement, de ce fait, ces variables présentent une piste à approfondir. De plus, la végétation, avec sa cyclicité annuelle, n'est pas constante à l'échelle humaine. Elle présente également de nombreuses corrélations significatives et fortes avec les trois caractéristiques de POC. Elle est donc une variable pertinente dans la compréhension des POC.

Catégorisation des dépôts de surface

Il est reconnu dans la littérature que la capacité d'emmagasinement d'un sol a une influence déterminante sur la réponse hydrologique (Cosandey et Robinson, 2000). Dans le cadre de cette étude, la roche mère sous un mince till semble présenter la catégorie de dépôts de surface la plus pertinente à tester. Cependant, la proportion de roche mère sous un mince till

présente un R^2 ($R^2 = 0,20$) (Fig. 3-11) et une corrélation ($r = 0,15$) (Tab. 3-13) non-significatifs sur la vitesse intra-bassin versant des POC. Cette catégorie de dépôts de surface ne peut donc pas être utilisée comme indicateur pertinent pour expliquer la vitesse de la POC le long du chenal d'écoulement.

Catégorisation des pentes

Il est reconnu par Dunne (1983) et Sophocleous (2002) que la pente peut être déterminante sur la vitesse d'écoulement où les secteurs à topographie prononcée, type de terrains retrouvés sur le bassin versant de la rivière à Pierre, présentent un système d'écoulement local dominant. Considérant les R^2 entre les vitesses médianes intra-bassin versant des POC et la moyenne des classifications de pentes (avec et sans plateaux), ces relations sont non-significatives, expliquant 12% et 43% ($R^2 = 0,12$; $R^2 = 0,43\%$) de la variabilité de la vitesse intra-bassin versant (Fig. 3-12). Cependant, l'analyse des corrélations de l'ensemble des données de vitesses en fonction des catégories de pentes, avec et sans plateaux, sont significatives ($r = -0,22$; $r = -0,22$) (Tab. 3-13). Ces corrélations permettent d'affirmer que les pentes influencent la vitesse de POC le long du chenal d'écoulement.

Variables morphométriques

Selon Lighthill et Whitman (1955) et Degoutte (2008), les caractéristiques morphométriques d'un réseau hydrographique peuvent influencer la réponse hydrologique à une précipitation et nos résultats se montrent concluants à cet effet. En regardant les valeurs du tableau 3-14, on constate des changements marqués dans les valeurs des caractéristiques morphométriques entre BV4 et BV5. Cette situation s'explique par la jonction du sous-bassin versant de la Branche-de-l'Est (Fig. 2-4) au chenal de la rivière à Pierre. Selon les valeurs de ce tableau, ce sous-bassin versant semble avoir une influence sur les caractéristiques morphométriques générales du bassin versant de la rivière à Pierre.

- 1) Le rapport de bifurcation présente des valeurs désordonnées : de BV1 à BV4 les valeurs sont à la hausse, et à BV5, le coefficient subit une baisse marquée. Cette baisse se répercute sur BV6.
- 2) Le coefficient de densité de drainage présente des valeurs croissantes de l'amont vers l'aval : dû à un réseau de drainage bien développé, le cours d'eau à l'exutoire de la Branche-de-l'Est est de l'ordre de Strahler 5. Il se produit ainsi une forte hausse du coefficient entre BV4 et BV5. Cette hausse se répercute sur BV6.
- 3) La compacité de Gravélius semble la moins influencée par la Branche-de-l'Est : le coefficient entre BV4 et BV5 présente simplement une stabilisation de sa valeur pour ensuite poursuivre sur sa tendance vers BV6.

Les valeurs du coefficient de détermination pour le *rapport de bifurcation* ($R^2 = 0,36$), de *densité de drainage* ($R^2 = 0,43$) et de *compacité de Gravélius* ($R^2 = 0,40$) sont toutes trois, bien que notables, non significatives (Fig. 3-13). En ce qui à trait aux corrélations des variables morphométriques sur la vitesse de POC intra-bassin versant, les valeurs r du *rapport de bifurcation* ($r = 0,03$) et de la *densité de drainage* ($r = 0,11$) sont non significatives. Toutefois, la valeur r du *coefficient de Gravélius* ($r = -0,21$) est significative (Tab. 3-13). En conséquence, dans le cadre de cette étude, seule la circularité d'un bassin versant est une variable morphométrique dont l'influence est quantifiable sur la vitesse de POC intra-bassin versant.

Végétation

L'interception d'une précipitation par la canopée est documentée par de nombreux auteurs dont Horton (1933), USDA (1986), Knighton (1998) et Wood (2006) et documente l'interception des précipitations par la végétation en plaçant généralement cette valeur d'interception à environ 3 mm (section 2.4.2). Cette étude donne l'occasion de tester l'influence du développement végétal sur la vitesse de POC intra-bassin versant et nos résultats corroborent ce qui est avancé dans la littérature : la végétation influence la réponse hydrologique.

Sur les douze relations testées entre le développement végétal et les trois caractéristiques de POC selon leur catégorie, neuf s'avèrent significatives (Tab. 3-15). Les corrélations avec les jours juliens sont significatives et fortes avec les quatre catégories de POC. Ces liens directionnels sont logiques puisque la graduation des stades de développement végétal est unidirectionnelle avant l'atteinte du plateau (Fig. 3-14). Les corrélations avec les R^2 présentent deux liens associatifs significatifs et forts. Les corrélations avec les vitesses présentent trois liens associatifs significatifs inverses, mais seulement deux peuvent être qualifiés de forts. Ces analyses permettent d'affirmer que :

- 1) Les stades du développement végétal et la date d'occurrence des POC sont liés. Cette relation se remarque sur toutes les catégories de POC testées et présente à nouveau un lien saisonnier.
- 2) Avec l'avancement des stades du développement végétal, la cohérence des POC augmente. Cette relation se remarque sur les catégories de POC totales et de POC générées par des précipitations de 3mm et plus.
- 3) Avec l'avancement des stades du développement végétal, la vitesse des POC diminue. Cette relation se remarque sur les catégories de POC totales et de POC générées par des précipitations de 3mm et plus.

Des liens forts de causalité ont été trouvés sur les trois caractéristiques de POC pour deux des catégories analysées : POC totale; POC associées aux précipitations de 3mm et plus. Bien qu'interpréter cette situation tient de la spéculation, elle est toutefois tentée. Les distributions de l'ensemble des POC et des POC avec précipitation de 3 mm et plus se retrouvent sur l'ensemble de la période totale de l'échantillonnage et, composées des deux catégories de cohérence de POC, représentent les catégories les plus hétéroclites. Ces distributions de POC sont composées des deux catégories de cohérences dont la distinction de la date d'occurrence est faite . Cette caractéristique concorde avec l'augmentation des stades de développement et l'atteinte du plateau. Ainsi, cette analyse permet d'affirmer que l'interception faite par la végétation influence la réponse hydrologique.

Interprétation générale de la relation des POC avec les variables environnementales physiques

Les pentes, le coefficient de Gravélius et les stades de développement végétal sont des variables environnementales physiques qui présentent une influence significative sur la POC.

- 1) Le coefficient de Gravélius influence la vitesse de POC le long du chenal d'écoulement.
- 2) Les pentes influencent la vitesse de POC le long du chenal d'écoulement.
- 3) Les stades du développement végétal et la date d'occurrence des POC sont corrélés.
- 4) Les stades du développement végétal influencent la cohérence des POC.
- 5) Les stades du développement végétal influencent la vitesse des POC.

4.4 L'influence des variables environnementales sur les POC

Bon nombre d'articles et de livres développent sur l'influence des variables environnementales sur la réponse hydrologique (1.3). Cette étude, dont la résolution sur la POC et ses variables environnementales, n'est pas retrouvée dans la littérature, permet de caractériser le phénomène ainsi que l'influence du milieu naturel.

La POC possède des caractéristiques auxquelles il est possible, en fonction des jours juliens, d'attribuer une vitesse et une distinction dans les catégories de cohérences. Ces distinctions permettent alors de dire qu'une POC printanière sera incohérente et à vitesse élevée alors que celle estivale sera cohérente et de faible vitesse.

D'autres caractéristiques viennent également enrichir la compréhension de la dynamique environnementale entourant la POC. En effet, des liens sont établis entre les POC et les caractéristiques des précipitations. Nos résultats montrent qu'en avançant dans le cycle annuel, la quantité précipitée et la durée d'une précipitation vont augmenter. Parallèlement, en augmentant la quantité précipitée ou la durée d'un événement, on augmente significativement les chances qu'elle génère une POC. Ce qui ne permet toutefois pas de déduire la cohérence de cette POC potentielle. De plus, une précipitation de provenance sud a plus de chance de déclencher une POC cohérente en automne qu'au printemps.

Tel qu'indiqué dans la littérature, les conditions antécédentes influencent la réponse hydrologique (Horton, 1933; Kirkby, 1988; Cosandey et Robinson, 2002). Nos résultats montrent qu'en augmentant la quantité précipitée des 72 heures précédant une POC, les chances que la POC générée soit cohérente augmentent. Il y a aussi la présence de neige qui présente des résultats pertinents. Cette variable saisonnière représente une des deux sources génératrices de POC et s'avère un indicateur environnemental pour comprendre la POC. En effet, s'il y a de la neige sur les sommets au moment d'une POC, elle pourra alors survenir

sans précipitation. Elle permet aussi de déduire des valeurs approximatives de dates d'occurrences, de R^2 et de vitesses de POC. De plus, une POC sans neige sur les sommets sera cohérente. Bien que le déclenchement des POC de cette étude soit majoritairement associé à une précipitation, c'est tout de même près de 15% des événements répertoriés qui ont comme seule source de déclenchement la fonte des neiges (Tab. 3-10). L'influence que l'on a constatée de cette variable hydrométéorologique sur le déclenchement d'une crue concorde avec les écrits d'ouvrages sur l'hydrologie tels Knighton (1998) et Cosandey et Robinson (2002). Il est toutefois pensable que cette proportion de POC déclenchée par la fonte des neiges peut être plus élevée que nos données collectées. En effet, les capteurs à pression en amont, principalement H1, n'ont pas été fonctionnels avant début mai 2009, sans compter que notre cycle de collecte de données ne correspond pas à un cycle annuel ; de juillet 2008 à septembre 2009. C'est pourquoi, il faut conserver une nuance sur la proportion des POC déclenchées par les précipitations dans un climat maritime tempéré froid comme celui du nord de la Gaspésie.

En ce qui concerne les variables environnementales physiques, trois de ces variables présentent des liens significatifs : Le coefficient de Gravélius, les pentes et les stades du développement végétal. Le coefficient de Gravélius et les pentes montrent une influence sur la vitesse de POC intra-bassin versant alors que les stades du développement végétal influencent les trois caractéristiques de POC.

CHAPITRE V

CONCLUSION

Cette étude sur la POC et ses liens avec les variables environnementales permet une amélioration de la connaissance sur ce paramètre clé de l'inondabilité des cours d'eau. Nos analyses montrent de nombreuses tendances dont certaines s'avèrent significatives. Considérant les huit critères associés aux aléas (MSC, 2009), cette étude permet de faire des liens avec six d'entre eux : l'intensité, la probabilité d'occurrence, la vitesse d'évolution du phénomène, la prévisibilité, la nature de la manifestation et le moment de l'année où l'aléa est susceptible de survenir. Ces liens avec les critères des aléas montrent la pertinence de ce type de connaissances pour la sécurité publique. Cependant, en raison de la complexité du phénomène et de l'occurrence ponctuelle d'événements extrêmes, comme ce qui s'est produit en décembre 2011 à Gaspé, les communautés risquent à tout moment une inondation de grande amplitude. Ainsi, par ses caractéristiques et celles des variables environnementales qui composent son environnement, la nature dynamique des POC est établie.

Le phénomène de POC est une problématique tangible associée à la vitesse de réponse d'une communauté confrontée aux inondations. Dans le cadre actuel de développement, la réponse de notre société face à ce risque est principalement réactive. Puisque les aléas ne peuvent être éliminés ou ignorés, ce type d'étude contribue alors à fournir des outils pour une société qui désire avoir une vision préventive de la gestion des bassins versants. Bien que cette étude soit spécifique aux types de bassins versants relatifs au nord gaspésien, elle permet d'accroître la compréhension globale des relations entre la complexité environnementale et la POC.

Les résultats présentent la période printanière avec une plus grande concentration de POC et elles seront plus rapides et imprévisibles quand la végétation sera en croissance, quand il y aura de la neige sur les sommets et quand les conditions antécédentes seront moins élevées. En combinant l'ensemble de nos résultats, on a alors déterminé deux archétypes de conditions environnementales pouvant être associés aux POC :

- 1) Au printemps, les caractéristiques des POC et des variables environnementales seront vraisemblablement les suivantes :
 - a. Cette POC sera incohérente ($< 0,70$) et à vitesse élevée (> 4 km/h).
 - b. Il y a présence de neige sur les sommets; donc, elle peut être générée par une précipitation ou sans précipitation.
 - c. Si elle est générée par une précipitation, cette dernière aura une quantité précipitée inférieure à 10 mm.
 - d. Le cumulatif précipité des 72 heures précédant la POC sera faible, soit 5,6 mm de moyenne.
 - e. La végétation n'aura pas atteint son plein développement.

En fonction de ses caractéristiques, une POC printanière est moins prévisible et plus rapide. De plus, cette période est caractérisée par une hauteur plus élevée de la surface d'écoulement. Par conséquent, elle sera potentiellement plus dommageable.

- 2) En été, les caractéristiques de POC et des variables environnementales seront vraisemblablement les suivantes :
 - a. Cette POC sera cohérente ($> 0,70$) et de faible vitesse (< 4 km/h).
 - b. Il n'y a pas de neige sur les sommets.
 - c. Elle est générée par une précipitation.
 - d. Le cumulatif précipité des 72 heures précédant la POC sera trois fois plus élevé que le cumulatif des POC incohérentes, soit 16,5 mm de moyenne.
 - e. La végétation aura atteint son plein développement.

En fonction de ses caractéristiques, une POC estivale est plus prévisible et moins rapide. Cette période est également caractérisée par une hauteur moins élevée de la surface d'écoulement. Par conséquent, elle sera potentiellement moins dommageable.

Afin d'approfondir la connaissance sur la quantification de l'influence des variables environnementales sur la POC, il serait intéressant d'appliquer ce type d'étude sur une période plus étendue et qui respecterait le cycle annuel. Il faudrait également l'appliquer sur différents bassins versants, où les combinaisons des caractéristiques hydrométéorologiques, des conditions antécédentes, de la morphométrie, du développement végétal et d'anthropisation seraient différentes à celles de la rivière à Pierre. Ces études comparatives amélioreraient la compréhension de l'influence individuelle des variables environnementales. Elles s'inscriraient dans une perspective à long terme de gestion de l'occupation et d'utilisation du territoire. Elles aideraient ainsi à faire un pas de plus vers l'objectif principal de cette étude qui est de connaître l'influence de l'environnement sur la POC.

Dans un cadre mondial où les changements climatiques sont une réalité, une bonne compréhension de la dynamique régissant la complexité hydrographique des bassins versants s'avère essentielle. Cette étude est non seulement originale mais aide à bâtir cette connaissance entourant un risque naturel qui, comme le MSC le constate, affecte un bon nombre de citoyens chaque année.

BIBLIOGRAPHIE

ANDERSON, B.G., RUTHERFURD, I.D. et WESTERN, A.W., 2006. *An analysis of the influence of riparian vegetation on the propagation of flood waves*. Environmental Modelling et Software, vol. 21, p. 1290-1296

ARAUD, Q., CHAMPREDONDE, R., 2007. *Propagation d'une onde de crue*. Hydrodynamique de l'environnement. Synthèse de travail, 26 p. <http://rchampredonde.free.fr/rapport/propagation-onde-crue.pdf>. Dernière consultation le 18 avril 2013.

ASSANI, A.A., TARDIF, S., BENSEGHIR, S., CHALIFOUR, A. et MHAMED, M., 2006. *Développement d'une nouvelle méthode de régionalisation basée sur le concept de « régime des débits naturels : la méthode éco-géographique*. Revue des Sciences de l'Eau, vol. 19, numéro 4, p. 365-380

ASSANI, A.A., LAJOIE, F. et LALIBERTÉ, C., 2007. *Impacts des barrages sur les caractéristiques des débits moyens annuels en fonction du mode de gestion et de la taille des bassins versants au Québec*. Revue des Sciences de l'Eau / Journal of Water Science, vol. 20, numéro 1, p. 127-146.

BÉDARD, P., DAVID, P.P., 1991. *La météorisation sur les hauts plateaux de la Gaspésie (Québec) : quelques aspects*. Géographie physique et Quaternaire, vol. 45, numéro 2, p. 195-211.

BOUCHET, R.J., 1963. *Évaporation réelle et potentielle, signification climatique*. Berkeley, CA. Simposium Publication, p. 134-142.

BRADSHAW, C.J.A., SODHI, N.S., PEH, K.S.-H. et BROOK, B.W., 2007. *Global evidence that deforestation amplifies flood risk and severity in the developing world*. Global Change Biology, vol. 13, p. 2379-2395

BRUEN, M. et DOOGE, J.C.I., 2007. *Harmonic analysis of the stability of reverse routing in channels*. Hydrology and Earth System Science, vol. 11, numéro 1, p. 559-568

CHAMPOUX, A. et TOUTANT, C., 1988. *Éléments d'hydrologie, 1^{ière} édition, revue et corrigée*. Édition Le Griffon d'Argile. Québec. 262 p.

CLARKE, R.H., 1969. *Microbarograph observation of acoustic gravity waves*. Division of Meteorological Physics, Aspendale. Nature, vol. 225, p. 535

COSANDEY et ROBINSON, Hydrologie, 2000. *Hydrologie Continentale*. Armand Colin, Paris. 359 p.

- CUNDERLIK, J.M. et BURN, D. H., 2002. *Analysis of the linkage between rain and flood regime and its application to regional flood frequency estimation*. Journal of Hydrology, vol. 261, numéro 1-4, p. 115-131
- DEGOUTTE, G., 2008. *Hydraulique à surface libre*. Département d'Hydraulique université de Béjaia Route Targa Ouzemmour Béjaia, Algérie. 32 p.
- DOOGE, J.C.I. et BRUEN, M., 2005. *Problems in reverse routing*. Acta geophysica polonica, vol. 53, numéro 4, p. 357-371
- DUNNE, T., 1983. *Relation Of Field Studies And Modeling In The Prediction Of Storm Runoff*. Elsevier Science Publishers. Department of Geological Sciences, University of Washington, Seattle, Journal Of Hydrology, vol. 65, p. 25-48
- ENTEKHABI D., ASRAR G.R., BETTS A.K., BEVEN K.J., BRAS R.L., DUFFY C.J., DUNNE T., KOSTER R.D., LETTENMAIER D.P., MCLAUGHLIN D.B., SHUTTEWORTH W.J., VAN GENUCHTEN M.T., WEI M-Y. et WOOD E.F., 1999. *An Agenda For Land Surface Hydrology Research And A Call For The Second International Hydrological Decade*. Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 80, numéro 10, p. 2043-2058
- ENVIRONNEMENT CANADA. *Archives nationales d'information et de données climatologiques, 2011*. Date de modification, 21 octobre 2010. http://www.climat.meteo.gc.ca/climateData/dailydata_f.html?StationID=5794
- GAGNON, R.-M., 1970. *Le climat des Chic-Chocs*. Gouvernement du Québec, Ministère des Richesses Naturelles, M. P.-36, 103 p.
- FORTIN G. et HÉTU B., 2009. *Les extrêmes météorologiques hivernaux et leurs influences sur la couverture neigeuse dans les monts chic-chocs, gaspésie, canada*. Geographia Technica. Numéro spécial, p. 181-186
- FULTON R.J., 1989. *Le quaternaire du Canada et du Groenland*. Commission géologique du Canada; Géologie du Canada, vol. 1, p. 419-474
- HANNAFORD, J. et MARSH, T., 2006. *High and Low Flow Trends in a Network of Undisturbed Catchments in the UK*. Centre for Ecology et Hydrology. 5th FRIEND Conference, Havana.
- HART, B.S. et LONG, B.F., 1990. *Recent evolution of the Outardes Estuary, Quebec, Canada: consequences of dam construction on the river*. Sedimentology, vol. 37, numéro 3, p. 495-507
- HÉTU B. et GRAY J.T., 2000. *Les étapes de la déglaciation dans le nord de la Gaspésie (Québec) : les marges glaciaires des dryas ancien et récent*. Géographie physique et Quaternaire, vol. 54, numéro 1, p. 5-40

- HÉTU B. et GRAY J.T., 1985. *Le modèle glaciaire du centre de la Gaspésie septentrionale, Québec*. Géographie physique et Quaternaire, vol. 39, numéro 1, 1985, p. 47-66
- HEWLETT. J.D. et HIBBERT, A.R. 1967. *Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas*, In : W.E. Sopper and H.W. Lull (eds). Forest Hydrology, Pergamon Press. p. 275-290
- HORTON R. E., 1933. *The role of infiltration in the hydrologic cycle*. Transaction, American Geophysical Union, p. 445-460
- KAVVAS, M.L. et GOVINDARAJU, R.S., 1991. *Stochastic overland flows*. Stochastic Hydrology Hydraulic., vol. 5, p. 89-104
- KIRKBY, M., 1988. *Hillslope runoff processes and models*. Journal of Hydrology, vol. 100, p. 315-339
- KNIGHTON, Géomorphologie fluviale, 1998. *Fluvial forms and processes; a new perspective*. Arnold Publication, London; Oxford University Press inc. New York. 383 p.
- KUSUMASTUTI, D.I., STRUTHERS, I., SIVAPALAN, M. et REYNOLDS, D.A., 2007. *Threshold effects in catchment storm response and the occurrence and magnitude of flood events: implications for flood frequency*. Hydrology and Earth System Sciences, vol. 11, p. 1515-1528
- LAGLAINE, V., BEROD, D., DEVRED, D. et MUSY, A., 1994. *Modélisation déterministe de la crue extrême d'un bassin versant de montagne avec application de la description géomorphologique du réseau hydrographique*. Revue des sciences de l'eau, vol. 7, p. 285-308
- LAMAGAT, J.-P., MOREL-SEYTOUX, H.J., ALBERGEL, J., 1993. *Analyse de la propagation des ondes de crues*. Hydrologie Continentale, vol. 8, numéro 2, p. 113-117.
- LIGHTHILL, M.J. et WHITMAN, G.B., 1955. *On kinetic wave: flood movement in long rivers*. Department of mathematics, University of Manchester, vol. 229, p. 281-316
- MINISTÈRE DU DÉVELOPPEMENT DURABLE, ENVIRONNEMENT ET DES PARCS. Gouvernement du Québec. *Précipitations de neige 2009-2010*. 2010 <http://www.mddep.gouv.qc.ca/climat/surveillance/precipitation-neige2009-2010.pdf>
- MINISTÈRE DE L'ÉNERGIE ET DES RESSOURCES, 1975. Gouvernement du Québec. *Compilation de la géologie du quaternaire*. Service de la Géoinformation; Gouvernement du Québec.

MINISTÈRE DES RESSOURCES NATURELLES ET DE LA FAUNE, Gouvernement du Québec. *Carte géologique du Québec. Édition 2002.* <http://collections.banq.qc.ca/ark:/52327/bs65386> Dernière consultation mars 2013.

MINISTÈRE DE LA SÉCURITÉ CIVILE, Gouvernement du Québec. http://www.securitepublique.gouv.qc.ca/fileadmin/Documents/securite_civile/publications/concepts_base/concepts_base.pdf, Dernière mise à jour : 21 mai 2009

MISHRA, S.K. et SETH, S.M., 2009. *Use of hysteresis for defining the nature of flood wave propagation in natural channels.* Hydrological Sciences Journal, vol. 41, numéro 2, p. 153-170

MORELL, M., THÉBÉ, B. et L'HÔTE, Y., 1999. *Acquisition et constitution d'une information hydrologique de base.* IRD Laboratoire d'Hydrologie. Gestion et protection de la ressource en eau, office fédéral de l'éducation et de la science/Suisse (n°. 96,01). Édition HGA, Bucarest. 1999. <http://medhycos.mpl.ird.fr/en/data/hyd/Drobot/1C.htm> (chap.1) <http://medhycos.mpl.ird.fr/en/data/hyd/Drobot/4C.htm#4,3> (chap. 4)

MOUSSA, R., 1996. *Analytical Hayami Solution For The Diffusive Wave Flood Routing Problem With Lateral Inflow.* Hydrological Processes, Institut National de la Recherche Agronomique. UR Science du Sol, Montpellier, France, vol. 10, p. 1209-1227

MOUSSA, R. et BOCQUILLON, C., 1996. *Criteria for the choice of flood-routing methods in natural channels.* Journal of Hydrology, vol. 186, numéro 1-4, p. 1-30

MOUSSA, R. et BOCQUILLON, C., 2000. *Approximation zones of the Saint-Venant equations for flood routing with overbank flow.* Hydrology and Earth System Sciences, vol. 4, numéro 2. p. 251-261

MUJUMBAR, P.P., 2001. *Flood wave propagation.* Resonance, vol. 6, numéro 5, p 66-73.

MUSY, P., 2010. *Hydrologie générale.* Cours universitaire en ligne. <http://echo.epfl.ch/e-drologie/chapitres/chapitre2/main.html> (Chap. II); <http://echo.epfl.ch/e-drologie/chapitres/chapitre10/main.html> (Chap. X); <http://echo.epfl.ch/e-drologie/chapitres/chapitre11/main.html> (Chap. XI). Dernière consultation 18 avril 2013.

NATIONAL HYDROLOGICAL MONITORING PROGRAMME, 2008. *Hydrological summary for the United Kingdom.* Natural Environment Research Council. 24 p.

PARENT-LACHARITÉ, V. et SIROIS, L., 2010. Communication personnelle en lien avec leurs travaux sur les stades de développement végétal en Gaspésie. Données de 2009.

PETROW, T., MERZ, B., LINDENSCHMIDT, K.-E. et THIEKEN, A. H., 2007. *Aspects of seasonality and flood generating circulation patterns in a mountainous catchment in south-eastern Germany.* Hydrology and Earth System Sciences, vol.11, p. 1455-1468

- POFF, N.L., ALLAN, J.D., BAIN, M.B., KARR, J.R., PRESTEGAARD, K.L., RITCHER, B.D., SPARKS, R.E., STROMBERG, J.C. 1997. *The Natural Flow Regime*. Bioscience, vol.47, numéro 11, p. 759-784
- PONCE, V.M., 1991, *The Kinematic Wave Controversy*. Journal of Hydraulic Engineering, vol. 117, numéro 4, p. 511-525
- PONCE, V.M, LOHANI, A.K., SCHEYHING C., 1996. *Analytical verification of the Muskingan-Cunge routing*. Journal of hydrology, vol. 174, p. 235-241
- PONCE, V.M. et SIMONS, D.B., 1977. *Shallow wave propagation in open channel flow*. Journal of the Hydraulics division. Proceedings of the American Society of Civil Engineers, vol. 103, numéro 12, p. 1461–1476
- PONCE, V.M., TAHER-SHAMSI, A. et SHETTY, A.V., 2003. *Dam-Breach Flood Wave Propagation Using Dimensionless Parameters*. Journal of Hydraulic Engineering, vol. 129, numéro 10, p. 777-782
- REZZOUG, A., SCHUMANN, A.,CHIFFLARD, P. et ZEPP, H., 2005. *Field measurement of soil moisture dynamics and numerical simulation using the kinematic wave approximation*. Advances in Water Resources, vol. 28, p. 917–926
- RICHARD, P.J.H. et LABELLE, C., 1989. *Histoire postglaciale de la végétation au lac du Diable, mont Albert, Gaspésie, Québec*. Géographie physique et Quaternaire, vol. 43, numéro 3, p. 337-354
- RICHARD, P.J.H., VEILLETTE, J.J., LAROUCHE A.C., HÉTU B., GRAY J.T. et GANGLOFF P., 1997. *Chronologie de la déglaciation en Gaspésie : nouvelles données et implications*. Géographie physique et Quaternaire, vol. 51, numéro 2, p. 163-184
- ROUSSEAU, M., RUY, S., DI PIETRO, L. et ANGULO-JARAMILLO, R., 2004. *Une approche par ondes cinématiques de la conductivité hydraulique de sols structurés non saturés* Journal of Hydraulic Research, vol. 42, p. 83–91
- SCHUMM, S.A., 1956. *Evolution of Drainage Systems and Slopes in Badlands at Perth Amboy*. New Jersey. Bulletin of the Geological Society of America, vol. 67, p. 597-646
- SMITH et SMITH, Écologie, 2001. *Ecology and field biology, 6th edition*. Benjamin Cummings, San Franscisco. 771 p.
- SOPHOCLEOUS, M., 2002. Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. Hydrogeology Journal, vol. 10, p. 52–67
- STRUTHERS, I. et M. SIVAPALAN, M., 2007. *A conceptual investigation of process controls upon flood frequency: role of thresholds*. Hydrology and Earth System Sciences, vol. 11, p. 1405–1416

THUAL, O., Édition 2008. *Sciences de l'eau et environnement; Propagation de l'onde de crue*. Département de Mécanique; École Polytechnique, Toulouse. Chap.5, 20 p.

TSAI, C.W., 2005. *Flood routing in mild-sloped rivers—wave characteristics and downstream backwater effect*. Journal of Hydrology, vol. 308, p. 151–167

TSAI, T-L. et YANG, J-C., 2005. *Kinematic wave modelling of overland flow using characteristics method with cubic-spline interpolation*. Advances in Water Resources, vol. 28, p. 661-670

UCHIDA, T., KOSUGI, K. et MIZUYAMA, T., 1999. *Runoff characteristics of pipeflow and effects of pipeflow on rainfall-runoff phenomena in a mountainous watershed*. Journal of Hydrology, vol. 222, p. 18–36

UNITES STATES DEPARTMENT OF AGRICULTURE (USDA)., 1986. *TR-55; Urban Hydrology for small watershed*. United States Department of Agriculture; Natural Resources Conservation Service; Conservation Engineering Division; 2sd edition, 1986. Révision de l'appendice A.

WILLIAMS, A.G., DOWD, J.F., MEYLES, E.W., 2002. A new interpretation of kinematic stormflow generation. Hydrological Processes. *Vol.* 16, p.2791–2803.

WOODS, R., 2006. Global Similarity Indices for Mean and Seasonal Hydrology of Ungauged Basins. NIWA, Christchurch, New Zealand.

ZAIKIN, A.N. et ZHABOTINSKY, A.M., 1970. Concentration wave propagation in two-dimensional liquid-phase self-oscillating system. *Nature*. Vol. 225, p. 535-537

ANNEXES

Annexe B

Développement phénologique des plantes ligneuses

	CODE	DESCRIPTION
Végétatif	Stade de développement principal 0 : développement des bourgeons	
	00	Dormance : les bourgeons sont fermés
	01	Le bourgeon commence à se gonfler
	02	Gonflement du bourgeon en cours
	03	Gonflement du bourgeon terminé
	07	Le bourgeon commence à s'ouvrir
	09	Extrémités vertes des feuilles visibles
	Stade de développement principal 1 : développement des feuilles	
	10	L'extrémité des feuilles dépasse de plus de 10 mm les écailles du bourgeon / conifères : élongation des aiguilles
	11	Premières feuilles ouvertes
	15	Plusieurs feuilles ouvertes, mais n'ayant pas atteint leur taille finale / conifères : élongation des aiguilles : 50%
	17	Plupart des feuilles ouvertes sur la majorité de l'arbre
	19	Premières feuilles complètement développées / conifères : élongation des aiguilles terminée
	Stade de développement principal 3 : développement de la tige	
	30	Début de l'élongation de la tige
	31	Tige d'environ 10% de la longueur finale
	33	Tige d'environ 30% de la longueur finale
	35	Tige d'environ 50% de la longueur finale
	3.	Stade se poursuivant jusqu'à...
39	Tige d'environ 90% de la longueur finale; fin de la croissance de la tige	

Reproductif	<p>Stade de développement principal 5 : émergence de l'inflorescence</p> <p>51 Inflorescence / cônes MALES visibles</p> <p>52 Inflorescence / cônes FEMELLES / FLEURS PARFAITES visibles</p> <p>53 Inflorescence en début d'ouverture</p> <p>55 Premières fleurs individuelles visibles, mais fermées</p> <p>57 Fleurs individuelles fermées, pédicelles allongés</p> <p>59 Premières fleurs avec pétales visibles (si pétales il y a)</p>
	<p>Stade de développement principal 6 : floraison</p> <p>60 Premières fleurs ouvertes</p> <p>61 Début de la floraison : 10% des fleurs ouvertes</p> <p>62 20% des fleurs ouvertes</p> <p>63 30% des fleurs ouvertes</p> <p>64 40% des fleurs ouvertes</p> <p>65 Floraison : 50% des fleurs ouvertes, possibilité de voir les premières pétales tomber / cônes mâles : pollen</p> <p>67 Floraison tire sur la fin : Fleurs fanées, la majorité des pétales sont tombées/séchées</p> <p>69 Fin de la floraison : toutes les pétales sont tombées; apparition du fruit / conifères : fin de la floraison</p>
	<p>Stade de développement principal 7 : développement des fruits / cônes femelles</p> <p>70 Fruit d'un an, dormant</p> <p>72 Taille des fruits : 20% de la taille finale</p> <p>75 Taille des fruits : 50% de la taille finale</p> <p>78 Taille des fruits : 80% de la taille finale</p> <p>79 Taille des fruits : taille finale</p>
	<p>Stade de développement principal 8 : développement des fruits</p> <p>89 Fruits mûrs</p>
Végétatif	<p>Stade de développement principal 9 : sénescence et entrée en dormance</p> <p>91 Croissance des pousses complétée, feuillage vert et bourgeons terminaux développés</p> <p>92 Début de la décoloration des feuilles</p> <p>93 Début de la chute des feuilles</p> <p>95 50% des feuilles tombées</p> <p>97 Fin de la chute des feuilles</p>

Annexe C

TABLEAU 8.14 VALEURS POUR LE CALCUL DU COEFFICIENT DE RUGOSITE

Condition du cours d'eau		Valeurs
Matériaux	Terre	0.020
	roc taillé	0.025
	gravier fin	0.024
	gravier grossier	0.028
Degré d'irrégularité	Lisse	0.000
	faible	0.005
	moyen	0.010
	sévère	0.020
Variations dans la section transversale	Graduelles	0.000
	occasionnelles	0.005
	fréquentes	0.010-0.015
Effet relatif des obstacles	Négligeable	0.000
	faible	0.010-0.015
	important	0.020-0.030
	sévère	0.040-0.060
Végétation	Basse	0.005-0.010
	moyenne	0.010-0.025
	élevée	0.025-0.050
	très élevée	0.050-0.100
Degré de sinuosité	Faible	1.000
	important	1.150
	sévère	1.300

Annexe D

Caractéristiques des précipitations associées aux POC

Date	Quantité précipitée (mm)	Durée moyenne (minutes)	Nombre moyen de précipitations des deux semaines précédant une POC (pluvio 1 et 2)	Quantité précipitée des 72 heures précédant une POC	Présence de neige	Provenance de la précipitation (nord/sud)
10-juil-08	4	75	5	21,8	Non	Sud
31-juil-08	7,4	240	4	10,3	Non	Nord
03-août-08	13,6	720	7	18,9	Non	Nord
12-août-08	0,8	45	5	12,9	Non	n/a
20-août-08	18	1125	4	21	Non	Sud
25-août-08	3	97,5	8,5	9,8	Non	Nord
06-sept-08	9,9	367,5	3	11,3	Non	Sud
07-sept-08	18,3	622,5	8	30,2	Oui	Sud
26-oct-08	20,4	1170	7	10,3	Oui	n/a
28-oct-08	4,6	225	4	48,6	Non	Nord
13-mai-09	n-é	n-é	5,5	0,2	Oui	n-é
14-mai-09	n-é	n-é	4	2,6	Non	n-é
17-mai-09	4,3	480	1,5	6,9	Oui	Nord
20-mai-09	2,1	225	2	2,4	Oui	Sud
22-mai-09	n-é	n-é	6	2,4	Oui	n-é
24-mai-09	0,6	75	5	1,2	Oui	Nord
28-mai-09	1,2	105	7,5	1,7	Non	n/a
29-mai-09	3,6	427,5	6	6,6	Oui	Nord
30-mai-09	n-é	n-é	6	14,2	Oui	n-é
01-juin-09	4,4	247,5	10,5	18,4	Oui	Nord
06-juin-09	78	1515	10	4,9	Oui	n/a
14-juin-09	2,1	105	5	9,3	Non	n/a
20-juin-09	8,9	570	4,5	8,9	Non	Nord
26-juin-09	1,6	30	4,5	21	Non	n/a
13-juil-09	22,5	195	8	22,8	Non	Nord
25-juil-09	32,3	1492,5	4	21,6	Non	Nord
18-août-09	6,8	225	3,5	17,2	Non	Sud

Présentation des caractéristiques hydrométéorologiques et des conditions antécédentes associées aux POC.

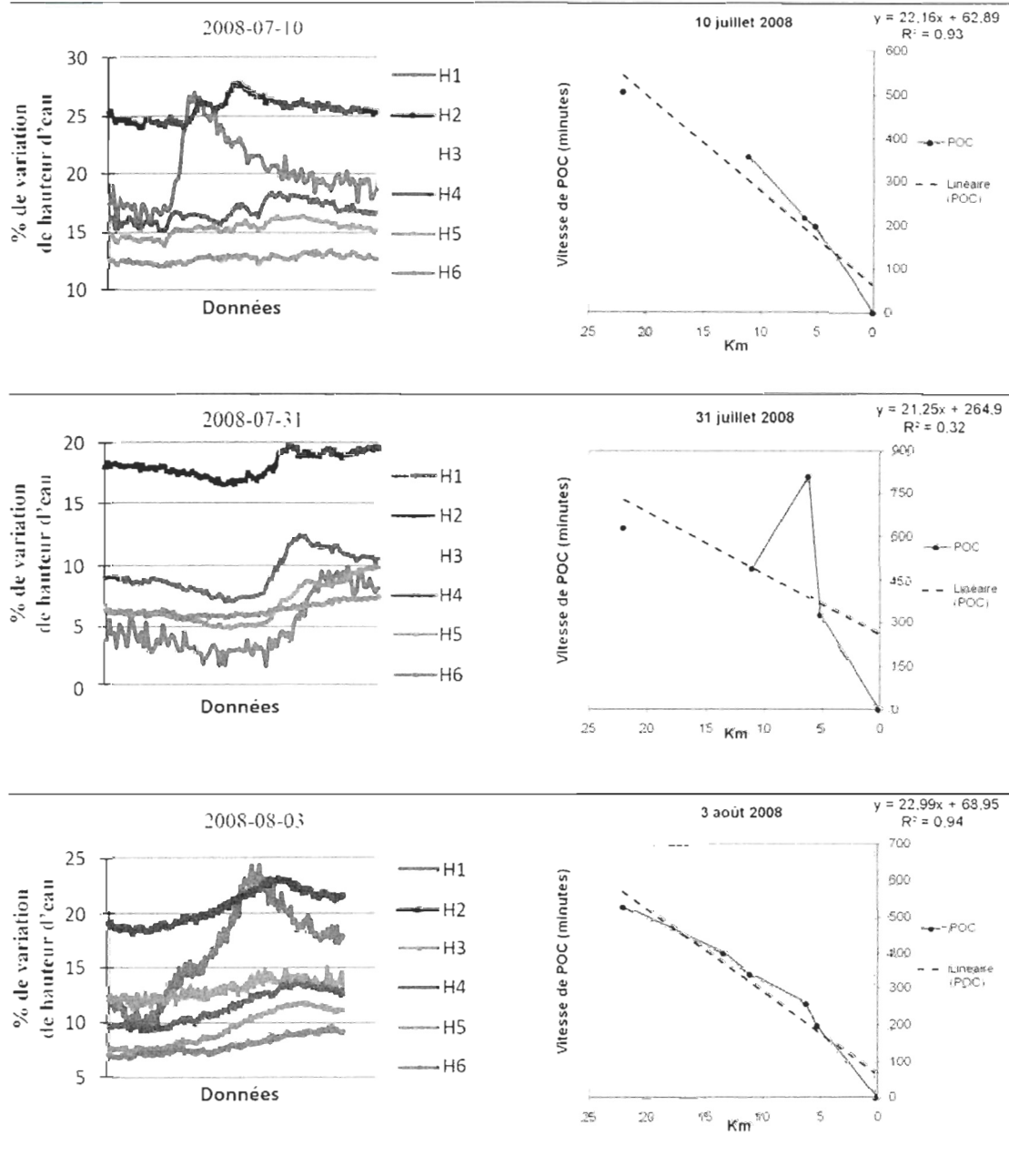
n-é : non-événement, il n'y a pas de précipitation associée à la POC.

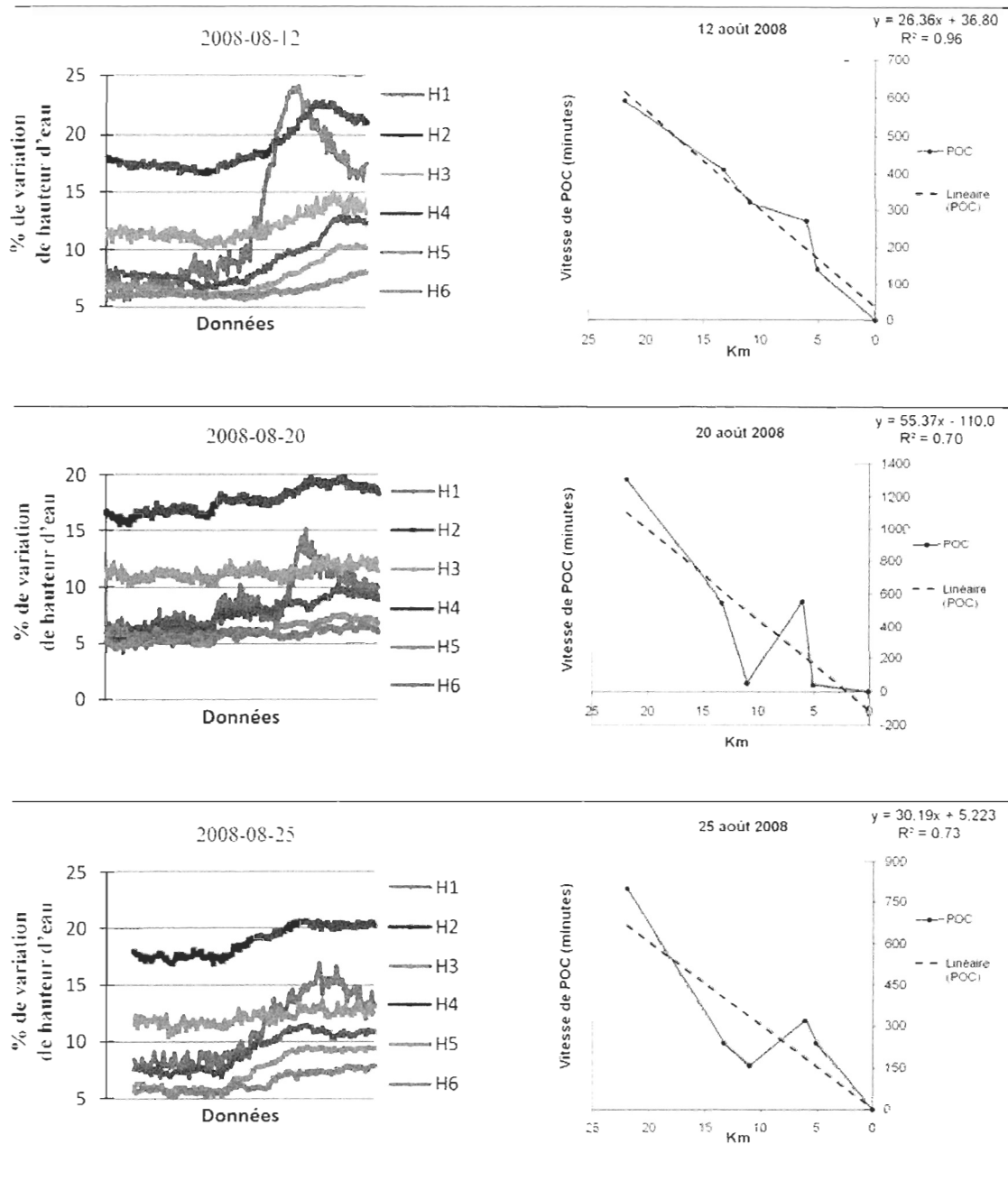
n/a : non-applicable, en raison d'un non-événement sur un des pluviomètres ou d'un manque dans les données, il n'était pas possible d'en sortir la valeur recherchée.

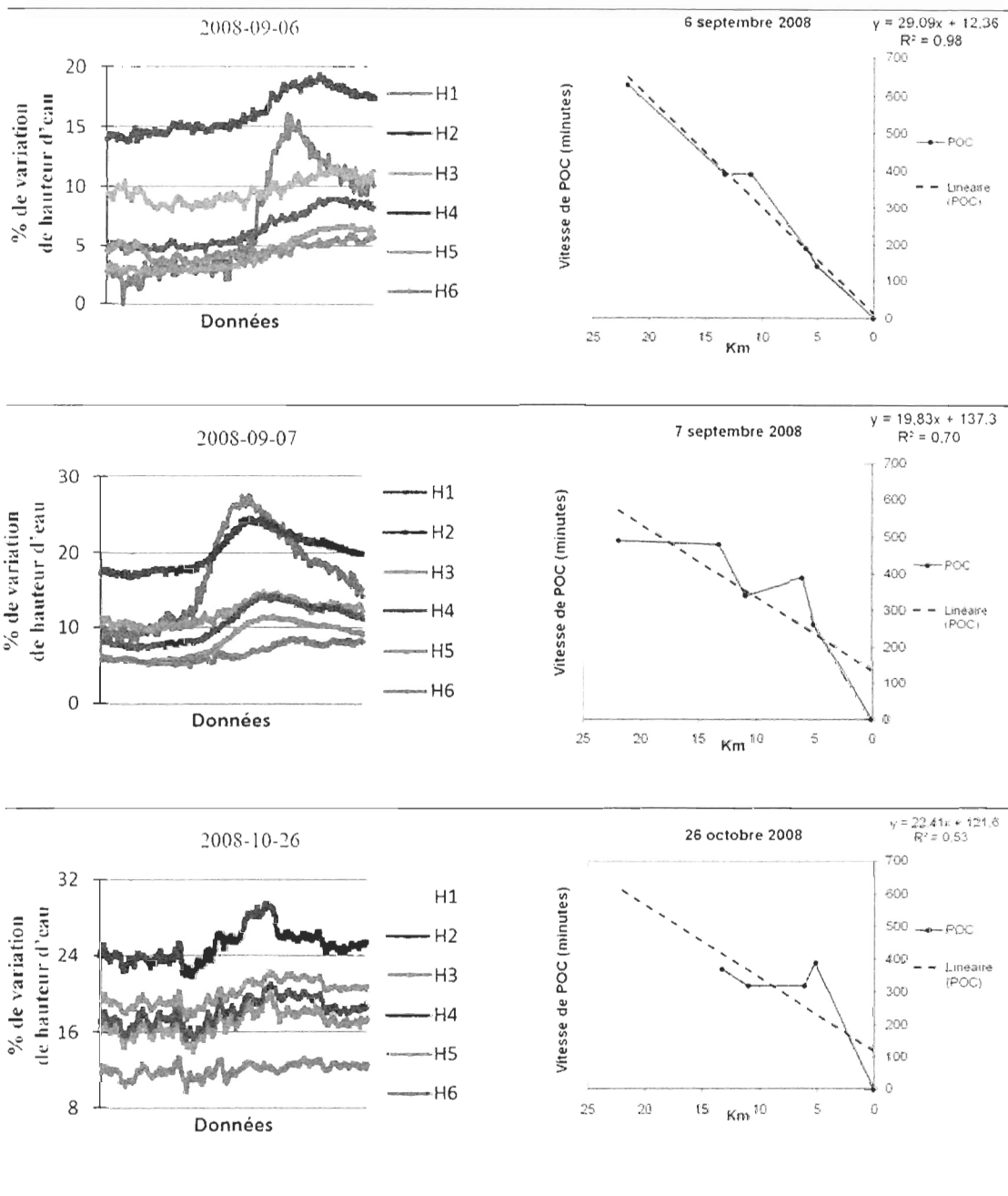
Annexe E

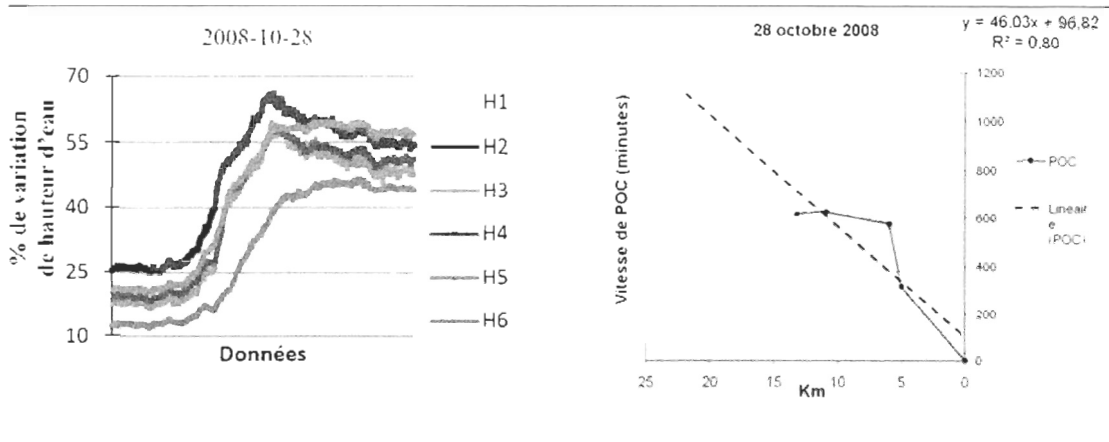
Figures des évènements de POC sur le bassin versant de la rivière à Pierre

2008

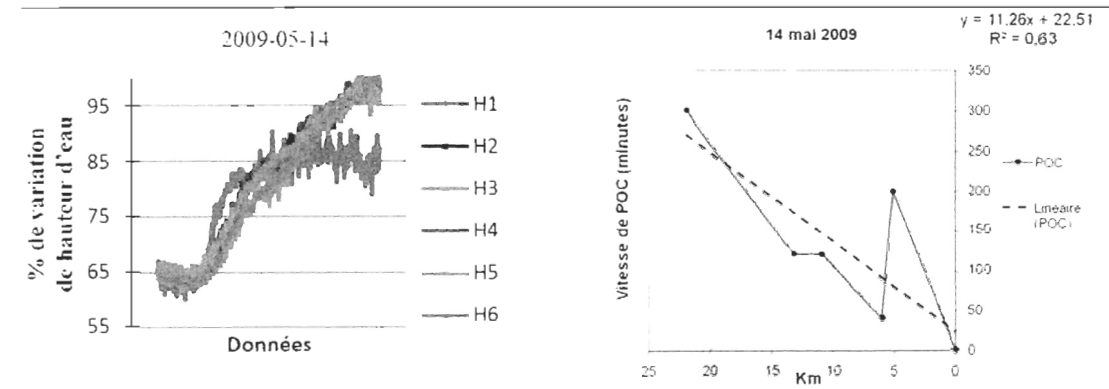
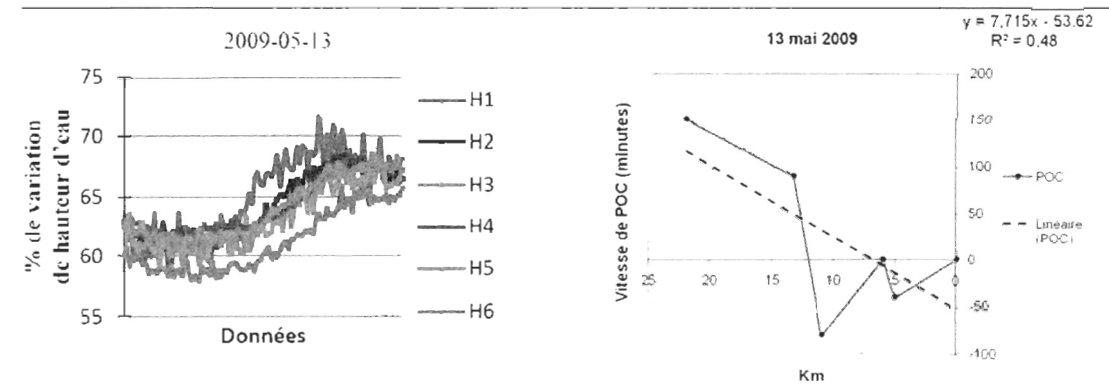


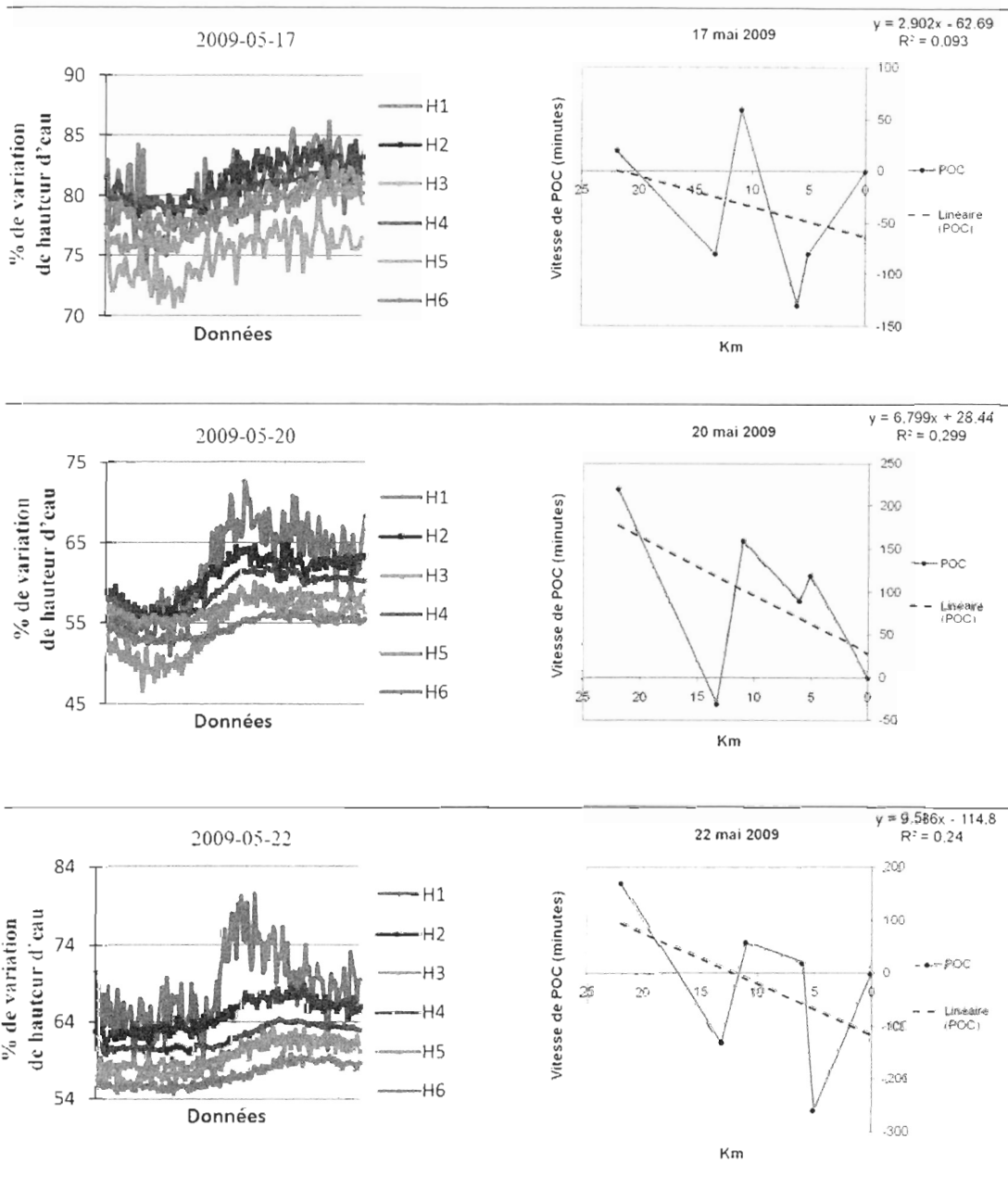


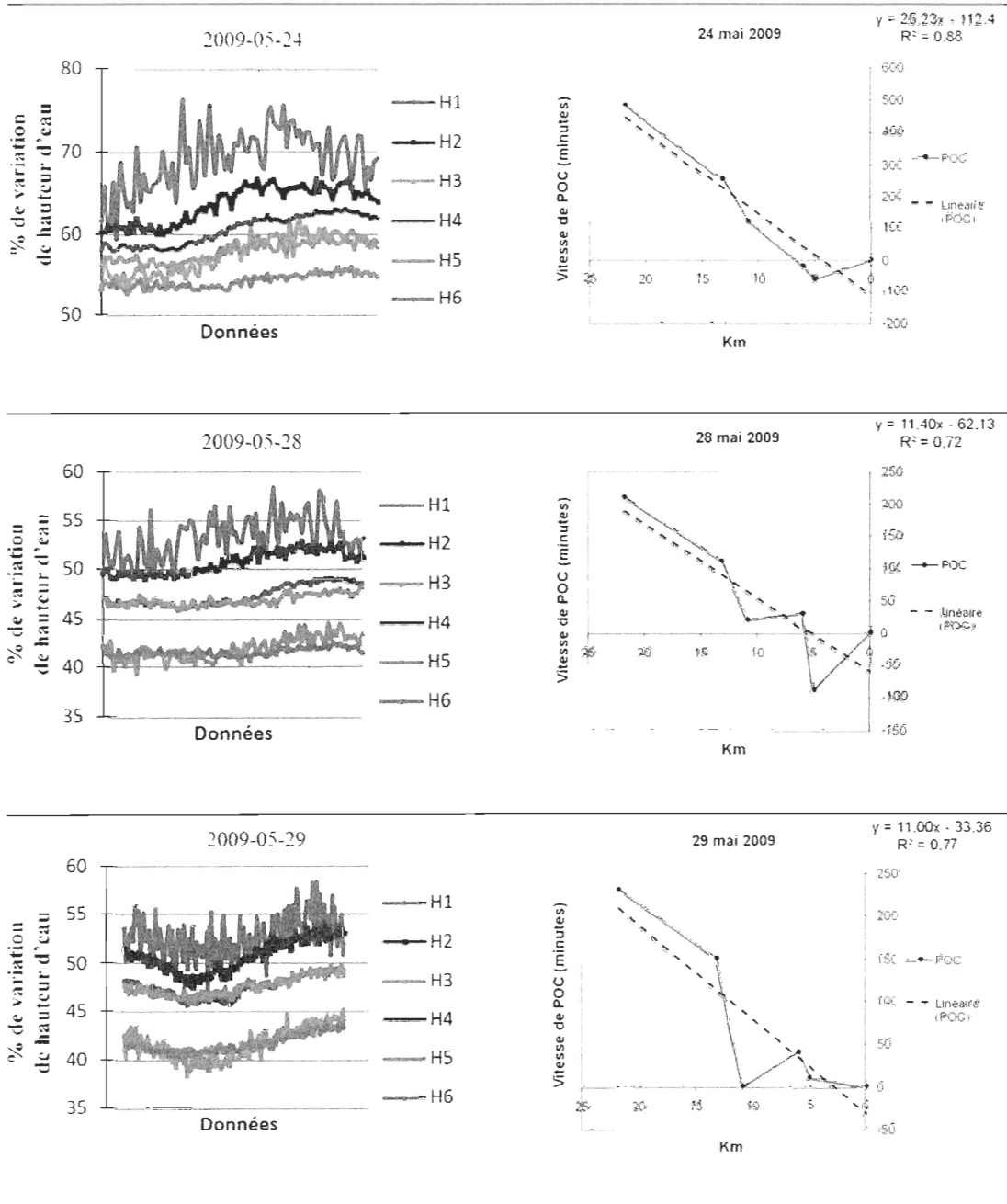


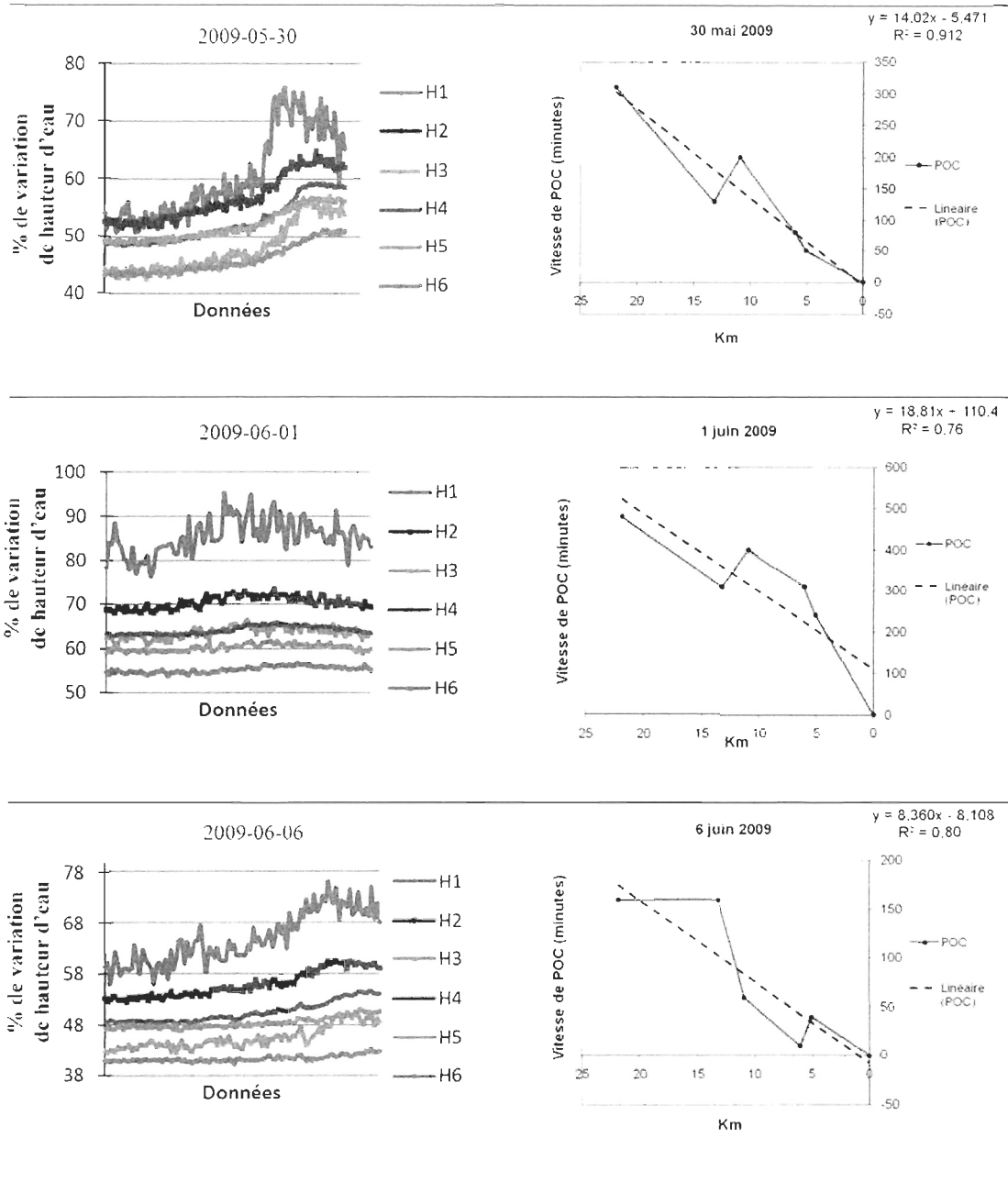


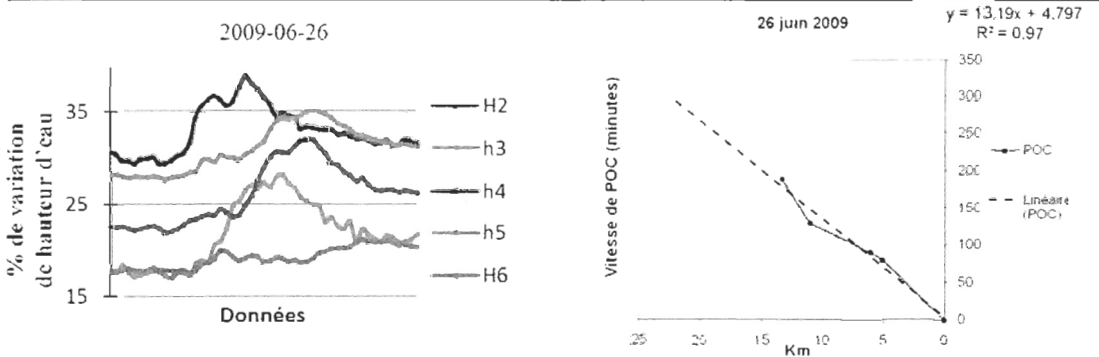
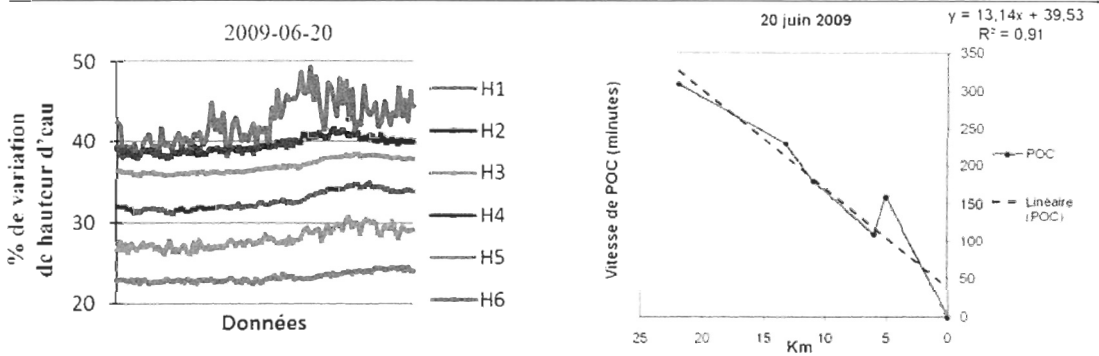
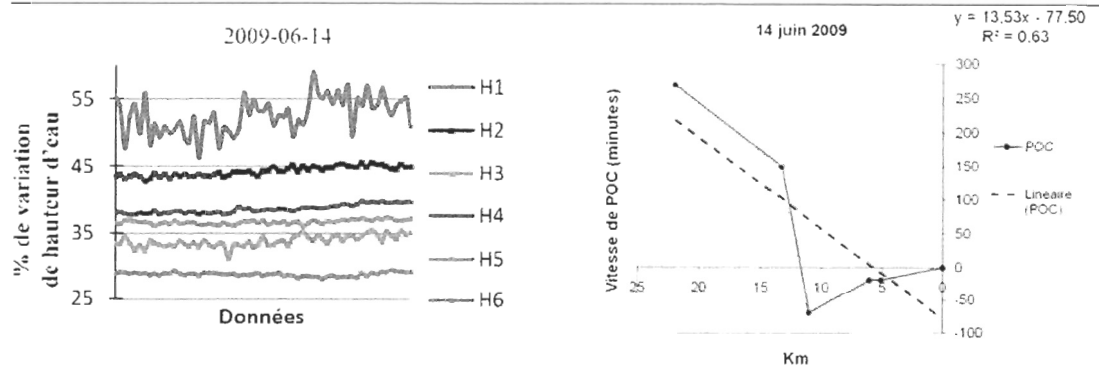
2009

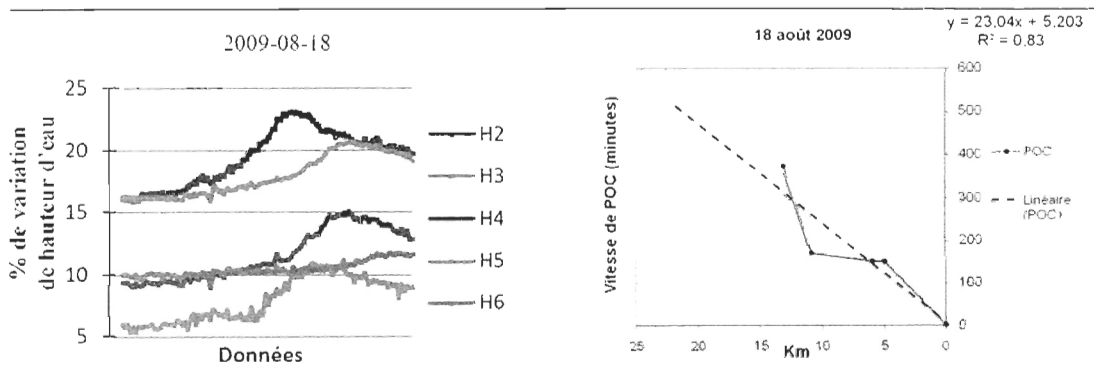
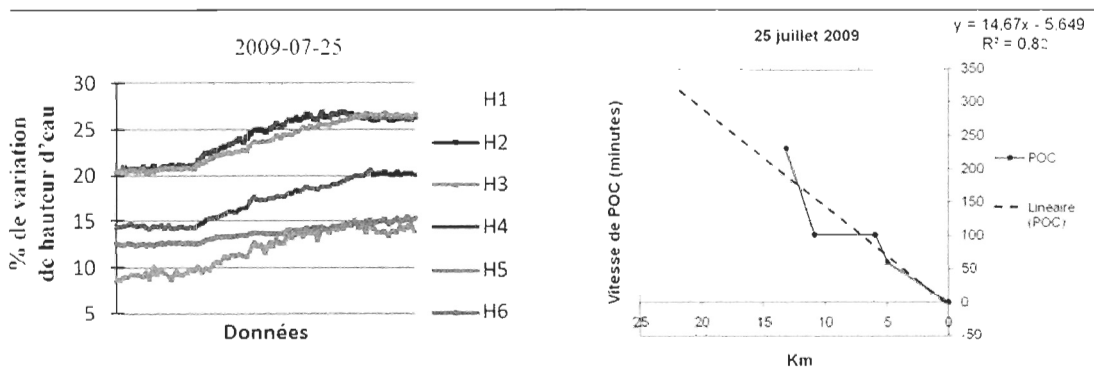
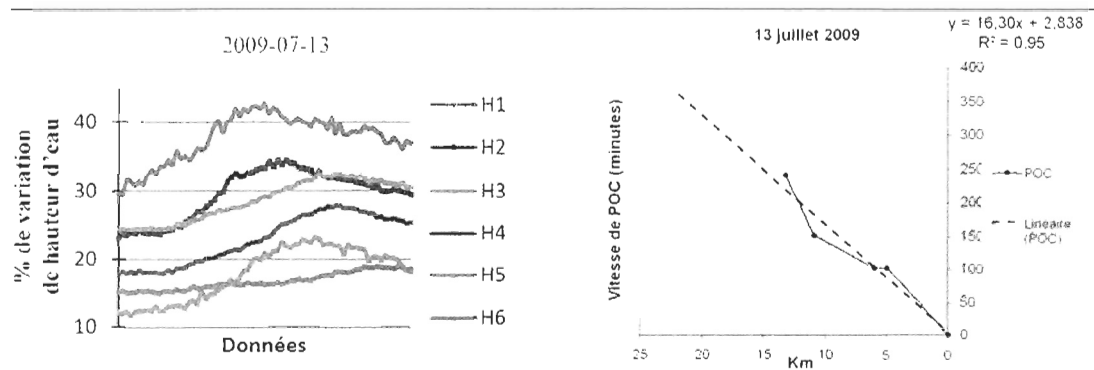












Annexe F

Précipitations 2008 sur le bassin versant de la rivière à Pierre

Début de la précipitation (date)	Fin de la précipitation (heure)	Quantité précipitée (mm)	Durée (min)	Pic de crue (date)	Maximum (mm)	Nombre d'évènement dans le dernier 2 semaines
2008-07-09	10:25:01	16,6	300			4
2008-07-10	01:25:01	3	45			5
2008-07-10	10:40:01	1,4	45			6
2008-07-13	14:40:03	1,2	90			7
2008-07-14	08:25:03	0,6	105			8
2008-07-20		0,4	15			5
2008-07-25	16:25:09	0,6	150			3
2008-07-28	14:25:10	7,4	315			3
2008-07-29		n/é				3
2008-07-31	16:40:12	6,4	285			4
2008-08-01		0,2	15			5
2008-08-02	17:55:13	4,8	300			6
2008-08-03	02:25:13	11,2	765			7
2008-08-12		n/é*				4
2008-08-12	23:40:17	7,6	750	2008-08-12 11:40		5
2008-08-13	05:40:18	1,4	45	2008-08-13 05:40		6
2008-08-13		n/é				7
2008-08-14	13:40:18	1,4	90	2008-08-14 13:10		8
2008-08-19		n/é				5
2008-08-19		n/é				6
2008-08-20	10:55:21	20,4	510	2008-08-20 06:25		7
2008-08-25	17:40:24	1,4	105	2008-08-25 16:25		8
2008-08-26	12:25:24	4,6	285	2008-08-26 08:40		9
2008-09-06		0,2	15	2008-09-06 07:10		2
2008-09-06	23:40:29	7,6	345	2008-09-06 23:10		3
2008-09-07	11:10:30	14,6	1065	2008-09-08 05:55		4
2008-09-09	05:25:00	38,2	720	2008-09-09 23:10	3,8	5
2008-09-12	17:10:01	2,6	135	2008-09-12 15:40	0,8	4
2008-09-15	21:55:03	21,2	1290	2008-09-15 19:25	1,8	5
2008-09-18	04:40:04	1,2	30	2008-09-18 04:25	1	6
2008-09-21	08:10:06	4,8	375	2008-09-21 03:10	0,6	5
2008-09-27	19:55:09	1,8	195	2008-09-27 17:10	0,4	3
2008-09-28	03:25:10	81,8	3930	2008-09-29 00:10	8,2	4
2008-10-09	03:55:15	3,2	255	2008-10-10 00:40	0,4	5

2008-10-10	16:40:15	1,4	90	2008-10-10 16:10	0,4	6
2008-10-13	03:25:16	0,4	45			5
2008-10-14	03:10:17	2,2	220	2008-10-15 01:10	0,4	6
2008-10-21	14:55:20	1,6	90	2008-10-21 13:40	0,4	4
2009-05-15	05:55:00	1	30	2009-05-15 05:40	0,8	1
2009-05-17	11:25:00	2,4	420	2009-05-17 04:40	0,4	2
2009-05-20	01:55:00	1	90			2
2009-05-24	16:55:00	0,8	90	2009-05-24 15:55	0,4	3
2009-05-25	16:40:00	2,6	195	2009-05-25 15:25	0,6	4
2009-05-29	15:40:00	3,6	405	2009-05-29 09:10	0,4	5
2009-05-29	23:55:00	1,6	105	2009-05-29 23:40	0,4	6
2009-05-30		0,2	15			7
2009-05-30	23:10:00	6,4	90	2009-05-30 22:40	2	8
2009-06-01	05:40:00	2,2	120	2009-06-01 05:10	0,8	9
2009-06-01	09:40:00	1	90	2009-06-01 08:55	0,4	10
2009-06-01	19:25:00	3,4	240	2009-06-01 17:55	0,6	11
2009-06-06	00:25:00	2,6	315	2009-06-06 19:55	0,4	10
2009-06-11	19:25:00	1,2	30	2009-06-11 19:10	0,8	9
2009-06-12	13:40:00	5,2	390	2009-06-12 08:25	0,6	10
2009-06-20	19:25:05	5	465	2009-06-20 16:55	0,6	5
2009-06-26	15:40:05	23	60	2009-06-26 15:10	12,4	5
2009-06-27	18:10:05	66,2	240	2009-06-27 16:40	20,4	5
2009-06-30	04:55:05	1	285			6
2009-06-30	16:40:05	3,2	345	2009-06-30 11:25	0,8	7
2009-06-30	03:55:05	1,4	285	2009-07-01 00:10	0,4	8
2009-07-01	17:10:05	0,4	30			8
2009-07-04	05:25:05	0,4	30			8
2009-07-04	00:55:05	1,2	195	2009-07-04 22:25	0,4	9
2009-07-05	10:55:05	2,4	210	2009-07-05 07:55	1	8
2009-07-05	05:10:05	1,2	405			10
2009-07-13	13:55:05	13,6	150	2009-07-13 13:25	2,2	9
2009-07-18		0,2	15			7
2009-07-19	15:40:05	2	195	2009-07-19 12:40	0,6	8
2009-07-25	10:40:05	33,2	1560	2009-07-25 12:10	1,8	4
2009-07-26	04:10:05	2	285	2009-07-27 01:40	1	5
2009-07-29	18:10:05	5	75	2009-07-29 17:40	4,2	5
2009-07-29	01:25:05	4,6	285	2009-07-29 22:55	1	6
2009-07-30	07:10:05	1,4	165	2009-07-30 05:40	0,4	6
2009-08-02		0,2	15			6

2009-08-10	10:55:05	3,4	495	2009-08-10 06:10	0,4	5
2009-08-15	21:10:05	1,8	90	2009-08-15 20:55	0,8	2
2009-08-17	09:25:05	2,8	75	2009-08-17 09:10	1	3
2009-08-17	00:10:05	2,2	150	2009-08-17 22:55	1	4
2009-08-18	21:10:05	7,2	225	2009-08-18 20:10	2,8	4
2009-08-19		0,2	15			5
2009-08-21	15:25:00	4,4	120	2009-08-21 16:40	1,4	6
2009-08-21	00:25:00	7,2	195	2009-08-21 21:55	1,6	7

*n/é : Non-événement, aucune précipitation n'a été enregistrée sur ce pluviomètre.

Précipitations 2009 sur le bassin versant de la rivière à Pierre

Début de la précipitation (date)	Fin de la précipitation (heure)	Quantité précipitée (mm)	Durée (min)	Pic de crue (date)	Maximum (mm)	Nombre d'évènement dans le dernier 2 semaines
2008-07-09	10:10:00	1,4	90			4
2008-07-10	01:40:00	5	105			5
2008-07-10	10:40:00	13,8	45			6
2008-07-13	19:10:00	7	495			7
2008-07-14	08:10:00	2,6	180			6
2008-07-20	16:55:00	7,4	195			5
2008-07-25	16:40:00	2,4	180			6
2008-07-28	14:10:00	6,4	300			3
2008-07-29	14:55:00	3	150			3
2008-07-31	16:25:00	8,4	195			4
2008-08-01	21:25:00	2,2	150			5
2008-08-02	17:25:00	2,2	300			6
2008-08-03	10:25:00	16	675			7
2008-08-12	07:40:00	1,6	90			6
2008-08-12	00:25:00	10,6	630	2008-08-12 13:25		6
2008-08-13	06:25:00	1,8	45	2008-08-13 05:55		6
2008-08-13	11:10:00	1,2	30	2008-08-13 11:10		7
2008-08-14	16:10:00	12,2	330	2008-08-14 12:25		8
2008-08-19	01:40:48	1,2	30	2008-08-19 01:25		5
2008-08-19	08:10:48	1,8	165	2008-08-19 05:55		6
2008-08-19	11:40:48	16,2	735	2008-08-20 03:55		7
2008-08-25	17:40:48	4,6	90	2008-08-25 16:40		8

2008-08-26	12:40:48	6,8	255	2008-08-26 09:10		9
2008-09-06	08:10:48	1,6	135	2008-09-06 06:25		2
2008-09-06	23:40:48	12,2	390	2008-09-06 20:40		3
2008-09-07	10:55:48	21,4	1185	2008-09-08 02:10		4
2008-09-09	05:10:00	23,4	615	2008-09-09 21:55		5
2008-09-12	17:10:00	1,6	120	2008-09-12 15:55	0,4	4
2008-09-15	01:25:00	14,2	1530	2008-09-15 00:40	1,4	5
2008-09-18	02:10:00	1	105	2008-09-18 02:10	0,6	6
2008-09-21	05:55:00	2,6	255	2008-09-21 03:25	0,4	5
2008-09-27	23:10:00	1,6	405	2008-09-27 17:10		3
2008-09-28	14:25:00	76,4	3165	2008-09-29 00:10	3	4
2008-10-09	02:55:00	4,2	300	2008-10-10 00:10	0,6	5
2008-10-10	17:10:00	4,8	300	2008-10-10 15:55	0,6	6
2008-10-13	03:40:00	1,2	75	2008-10-13 03:10	0,4	6
2008-10-14	03:55:00	6,4	270	2008-10-15 00:25	1	6
2008-10-21	16:40:00	2	220	2008-10-21 14:25	0,4	4
2009-05-15	09:50:00	4	75	2009-05-15 09:35	2,2	1
2009-05-17	14:35:00	6,2	540	2009-05-17 11:20	0,6	2
2009-05-20	06:05:00	3,2	360	2009-05-20 00:50	0,4	2
2009-05-24	20:05:00	1,6	60	2009-05-24 19:20	0,6	3
2009-05-25	20:35:00	3,2	330	2009-05-25 18:50	0,6	4
2009-05-29	20:05:00	3,6	450	2009-05-29 13:35	0,4	5
2009-05-29	23:35:00	1	75			6
2009-05-30	22:05:00	3,2	405			7
2009-05-31	03:05:00	7	150	2009-05-31 02:20	2	8
2009-06-01	09:20:00	4,4	210	2009-06-01 08:20	0,8	9
2009-06-01	13:35:00	2	135	2009-06-01 12:50	0,4	10
2009-06-01	00:50:00	5,4	255	2009-06-01 22:35	0,6	10
2009-06-06	01:35:00	6,6	135	2009-06-07 00:05	2,4	10
2009-06-11	03:35:00	1,6	300			9
2009-06-12	18:35:00	6,8	585	2009-06-12 12:35	1	10
2009-06-20	01:20:00	12,8	675	2009-06-20 19:50	1,2	4
2009-06-26	19:50:00	19	75	2009-06-26 19:05	16,6	5
2009-06-27	21:20:00	14,6	330	2009-06-27 17:35	4,6	5
2009-06-30	09:35:00	6	405	2009-06-30 04:50	0,8	5
2009-06-30	21:05:00	5,8	360	2009-06-30 15:35	1,4	6
2009-07-01	07:50:00	3,4	300	2009-07-01 03:50	0,8	7
2009-07-01	20:50:00	1,4	135	2009-07-01 20:35	0,4	8
2009-07-04	08:50:02	3	30	2009-07-04 08:35	2,4	8

2009-07-05	05:50:02	5,4	240	2009-07-05 03:35	1,6	9
2009-07-05	16:35:02	4,4	285	2009-07-05 13:05	1,4	10
2009-07-06	09:50:03	2,6	435			12
2009-07-13	17:35:06	31,4	240	2009-07-13 15:35	4,8	7
2009-07-18	22:05:09	1,4	135	2009-07-18 22:05	0,6	7
2009-07-19	18:50:09	6	75	2009-07-19 18:50	4,2	8
2009-07-25	12:20:12	31,4	1425	2009-07-25 15:35	2,2	4
2009-07-27	10:05:13	0,6	105			4
2009-07-29	22:05:14	2	45	2009-07-29 21:50	1,2	4
2009-07-30	07:05:14	6,6	375	2009-07-30 02:35	1	5
2009-07-30	10:35:14	1,6	90	2009-07-30 09:50	0,4	6
2009-08-02	20:05:16	1	45	2009-08-02 19:50	0,6	6
2009-08-10	14:35:19	3,2	645	2009-08-10 14:20	0,6	5
2009-08-15	02:20:22	2,6	165	2009-08-16 01:20	1	2
2009-08-17		0,2	15			2
2009-08-18	05:35:23	4,4	225	2009-08-18 02:50	1,2	3
2009-08-18	01:05:23	17,4	210	2009-08-19 00:05	8,4	4
2009-08-19	15:20:24	1,2	30	2009-08-19 15:05	0,8	5
2009-08-21	20:20:25	2,6	180	2009-08-21 17:35	0,4	6
2009-08-21	04:05:25	5,8	360	2009-08-22 01:35	1,4	7

Annexe G

Table des valeurs critiques du r de Bravais-Pearson
(Probabilités bilatérales)

ddl	0,2	0,1	0,05	0,02	0,01	0,001	0,0001	0,00001
1	0,9512	0,9878	0,9971	0,9997	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000
2	0,8002	0,9002	0,9502	0,9802	0,9902	0,9992	1,0000	1,0000
3	0,6872	0,8055	0,8785	0,9345	0,9589	0,9913	0,9982	0,9997
4	0,6085	0,7294	0,8116	0,8823	0,9173	0,9742	0,9920	0,9976
5	0,5510	0,6696	0,7546	0,8330	0,8747	0,9510	0,9807	0,9924
6	0,5069	0,6216	0,7069	0,7889	0,8345	0,9251	0,9657	0,9842
7	0,4717	0,5824	0,6665	0,7499	0,7978	0,8984	0,9482	0,9734
8	0,4429	0,5495	0,6320	0,7156	0,7647	0,8723	0,9295	0,9608
9	0,4188	0,5216	0,6022	0,6852	0,7349	0,8472	0,9104	0,9470
10	0,3982	0,4974	0,5761	0,6582	0,7080	0,8235	0,8913	0,9324
11	0,3804	0,4763	0,5531	0,6340	0,6837	0,8011	0,8726	0,9176
12	0,3647	0,4577	0,5326	0,6122	0,6615	0,7801	0,8545	0,9027
13	0,3508	0,4410	0,5141	0,5924	0,6413	0,7605	0,8370	0,8879
14	0,3384	0,4261	0,4975	0,5744	0,6227	0,7421	0,8203	0,8734
15	0,3273	0,4125	0,4823	0,5579	0,6057	0,7248	0,8043	0,8593
16	0,3171	0,4002	0,4684	0,5427	0,5899	0,7086	0,7890	0,8455
17	0,3079	0,3889	0,4557	0,5287	0,5752	0,6933	0,7744	0,8322
18	0,2994	0,3785	0,4439	0,5157	0,5616	0,6789	0,7604	0,8193
19	0,2915	0,3689	0,4330	0,5035	0,5489	0,6654	0,7471	0,8068
20	0,2843	0,3600	0,4229	0,4922	0,5369	0,6525	0,7344	0,7948
21	0,2776	0,3517	0,4134	0,4817	0,5258	0,6404	0,7223	0,7832
22	0,2713	0,3439	0,4045	0,4717	0,5153	0,6289	0,7107	0,7720
23	0,2654	0,3367	0,3962	0,4624	0,5053	0,6179	0,6996	0,7612
24	0,2599	0,3299	0,3884	0,4536	0,4960	0,6075	0,6889	0,7508
25	0,2547	0,3234	0,3810	0,4452	0,4871	0,5976	0,6787	0,7406
26	0,2499	0,3174	0,3740	0,4373	0,4787	0,5881	0,6689	0,7311
27	0,2453	0,3116	0,3674	0,4298	0,4707	0,5791	0,6596	0,7217
28	0,2409	0,3062	0,3612	0,4227	0,4630	0,5705	0,6505	0,7127
29	0,2368	0,3010	0,3552	0,4159	0,4558	0,5622	0,6418	0,7040
30	0,2328	0,2961	0,3495	0,4095	0,4488	0,5543	0,6335	0,6955
31	0,2291	0,2915	0,3441	0,4033	0,4422	0,5467	0,6254	0,6874
32	0,2255	0,2870	0,3389	0,3974	0,4359	0,5394	0,6177	0,6795
33	0,2221	0,2827	0,3340	0,3917	0,4298	0,5323	0,6102	0,6718
34	0,2189	0,2787	0,3293	0,3863	0,4240	0,5256	0,6029	0,6644
35	0,2157	0,2748	0,3247	0,3811	0,4184	0,5190	0,5960	0,6572
36	0,2128	0,2710	0,3204	0,3761	0,4130	0,5128	0,5892	0,6502
37	0,2099	0,2674	0,3162	0,3713	0,4078	0,5067	0,5827	0,6435
38	0,2071	0,2640	0,3122	0,3667	0,4028	0,5009	0,5763	0,6369
39	0,2045	0,2606	0,3083	0,3622	0,3980	0,4952	0,5702	0,6306
40	0,2019	0,2574	0,3045	0,3579	0,3933	0,4897	0,5642	0,6244
50	0,1808	0,2308	0,2734	0,3219	0,3543	0,4434	0,5134	0,5708
60	0,1651	0,2110	0,2502	0,2950	0,3250	0,4080	0,4740	0,5289
70	0,1530	0,1955	0,2320	0,2738	0,3019	0,3799	0,4425	0,4949
80	0,1431	0,1831	0,2173	0,2567	0,2831	0,3570	0,4165	0,4666
90	0,1350	0,1727	0,2051	0,2424	0,2674	0,3377	0,3946	0,4427
100	0,1281	0,1639	0,1948	0,2302	0,2541	0,3212	0,3758	0,4221
200	0,0907	0,1162	0,1382	0,1637	0,1810	0,2300	0,2705	0,3054
300	0,0741	0,0950	0,1130	0,1340	0,1492	0,1886	0,2222	0,2513
400	0,0642	0,0823	0,0980	0,1161	0,1285	0,1637	0,1930	0,2185
500	0,0574	0,0736	0,0877	0,1040	0,1150	0,1466	0,1729	0,1959
1000	0,0407	0,0521	0,0621	0,0736	0,0815	0,1040	0,1227	0,1392

